

Pruebas morfológicas y estructurales sobre el origen de las fracturas de descamación

Morphological and structural evidences concerning the origin of sheet fractures

VIDAL ROMANI, J. R.; TWIDALE, C. R.; CAMPBELL, E. M.; CENTENO, J. de D.

Sheet fractures are well and widely developed in massive rocks, i.e., rocks lacking other partings, and they have been discussed in the literature for more than a century. Yet there is no agreement as to their origin. Two contrasted interpretations hold sway. Almost without exception, geologists adhere to the pressure release or erosional offloading hypothesis. Engineers and engineering geologists, on the other hand, interpret sheet partings as buckling, i.e., crumpling or bending out of plane, related to compressive stresses, particularly lateral stresses.

After a review of nomenclature and a description of the characteristics of sheet fractures, a critique of previous explanations of their origin is presented. What are perceived to be critical lines of structural and morphological evidence bearing on the origin of sheet fracture are next reviewed, and this is followed by a discussion of the possible origins of the structures.

Key words: sheet fractures, offloading hypothesis, pressure release joints

VIDAL ROMANI, J. R. (Departamento de Xeoloxía. Facultad de Ciencias. Universidad de A Coruña. 15071 A Coruña; TWIDALE, C. R., CAMPBELL, E. M. (Department of Geology and Geophysics, University of Adelaide, South Australia; CENTENO, J. de D. (Departamento de Geodinámica. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid).

NOMENCLATURA

Las fracturas o estructuras de descamación son sistemas de discontinuidades con disposición anti o sinformal, convexa o cóncava, que delimitan hojas o lajas de roca (Pl.1), con espesores de al menos 0.5 m, y con frecuencia de varios metros. Se relacionan genéticamente con la pseudoestratificación, laminación o lajeado (VIDAL ROMANÍ, 1991) aunque en esos casos la continuidad lateral y el espesor de las láminas de roca sea mucho menor. Las hojas resultantes de la descamación o aun las mismas fracturas que la definen se conocen también con el nombre de *bankung*, *lägerklufte*, *exfoliation*, *sheet structure*, *sheeting*, *relief of load*, y *offloading* o *pressure release joints*, (y muchos otros términos similares). En nuestro trabajo se eludirá el uso de la mayoría de esos términos bien porque en ellos se asumen «a priori» ideas no probadas bien porque se utilizan indistintamente. Por ejemplo *relief of load* y otras nomenclaturas similares predeterminan la discusión sobre la génesis de estas fracturas. Otro caso es el término *exfoliation* que designa del mismo modo lajas ente 1 mm y 10 m de espesor. Incluso el término joint parece implicar la no existencia de dislocación según la superficie de fractura, (lo que es evidentemente incorrecto en muchos casos). En este trabajo se ha elegido el término *fracturas de descamación* para designar a las discontinuidades, mas o menos arqueadas que afectan a rocas de todo tipo, y se disponen con gran frecuencia paralelamente a la superficie libre inmediata del terreno (Pl. 1).

CARACTERÍSTICAS

Las fracturas de descamación se asocian a un amplio espectro de litologías, a distintos

tipos de entornos geodinámicos (escudos y cratones, orógenos, plataformas), y a muchas y variadas condiciones climáticas. Se desarrollan tanto en domos de gran radio rebajados, como en esbeltos *bornhardts* de laderas fuertemente inclinadas. Se definen especialmente bien en granitoides. Por ejemplo, se han observado en granodioritas, monzonitas, gneises graníticos, migmatitas, sienitas y gabros (BOESEN y JOPLIN, 1972; WISE, 1977; TWIDALE y BOURNE, 1978a; Lageat, 1989; GLYNN, 1992). También se desarrollan sobre rocas volcánicas como felsitas, dacitas, riolitas o tobas andesíticas (TOLMAN y ROBERTSON, 1969; BOCK et al. 1987; CAMPBELL y TWIDALE, 1991). Igualmente se han mencionado en areniscas (Pl.2), y aun cuando rudimentariamente desarrolladas, en metacuarcitas y calizas (TYRRELL, 1928; BAIN, 1931; Bradley, 1963; KIERSCH, 1964, TWIDALE, 1978; TWIDALE y CAMPBELL, 1990; YOUNG y YOUNG, 1992). Por ello puede decirse que las fracturas de descamación se desarrollan en muchas litologías, aunque predominantemente en rocas masivas resistentes.

Las fracturas de descamación habitualmente atraviesan otras discontinuidades existentes en el macizo rocoso como: sistemas de fracturas ortogonales, estratificación, foliación, diaclasas columnares producidas por enfriamiento (Pl. 3), estratificación cruzada, estructuras de flujo, de orientación magnética asi como ley y mano buena¹ (ver, por ejemplo DALE, 1923; JAHNS, 1943; CAMERON, 1945; RICHEY, 1964; TWIDALE, 1964; 1978; SOEN, 1965). En muchos casos las fracturas de descamación, no son solo convexas sino que pueden pasar lateralmente a sinformas dando lugar a conjuntos ondulados (DALE, 1923, p. 35),



Foto 1. Fracturas de descamación en una cantera cerca de O Pindo, extremo oeste de la Serra de Buxantes, al lado del mar, unos 70 km al sudeste de A Coruña, Galicia, España.

que convergen claramente con la fracturación vertical o subvertical que delimita normalmente un residual, (HILLS, 1963, p. 368; TWIDALE, 1964).

Casos concretos, como el de La Clarté en Francia, Guitiriz en Galicia, NW de España y la cantera de Rock of Ages en Barre, (Vermont, E.E.U.U.) demuestran que, aunque en general la estructura de descamación define láminas que aumentan de grosor con la profundidad (ver por ejemplo DALE, 1923; BOCK et al., 1987-Pl.4), también pueden intercalarse láminas finas con otras mas gruesas, o viceversa (Pl. 5). Las excavaciones realizadas en canteras y minas sugieren que en algunos afloramientos las fracturas de exfoliación continúan existiendo a centenares de metros por debajo de la

superficie libre del terreno, aunque es también cierto que en algunos sitios las fracturas de descamación se restringen claramente a la zona inmediata a la superficie libre del terreno. En algunos lugares la curvatura de las estructuras de descamación aumenta su radio con la profundidad (JAHNS, 1943, ver Pl.6). En otras las láminas parecen acunarse lateralmente; a veces se produce un aumento de espesor desde el lateral de la escama a las zonas de cresta, como en el caso de Leolooberge en Sudáfrica (LAGEAT, 1989; Pl. IV B). Que esto se entienda como una característica de la estructura o se interprete como un resultado de la meteorización y erosión posterior parece no estar claro para todos los autores, al menos en los trabajos publicados hasta el momento.

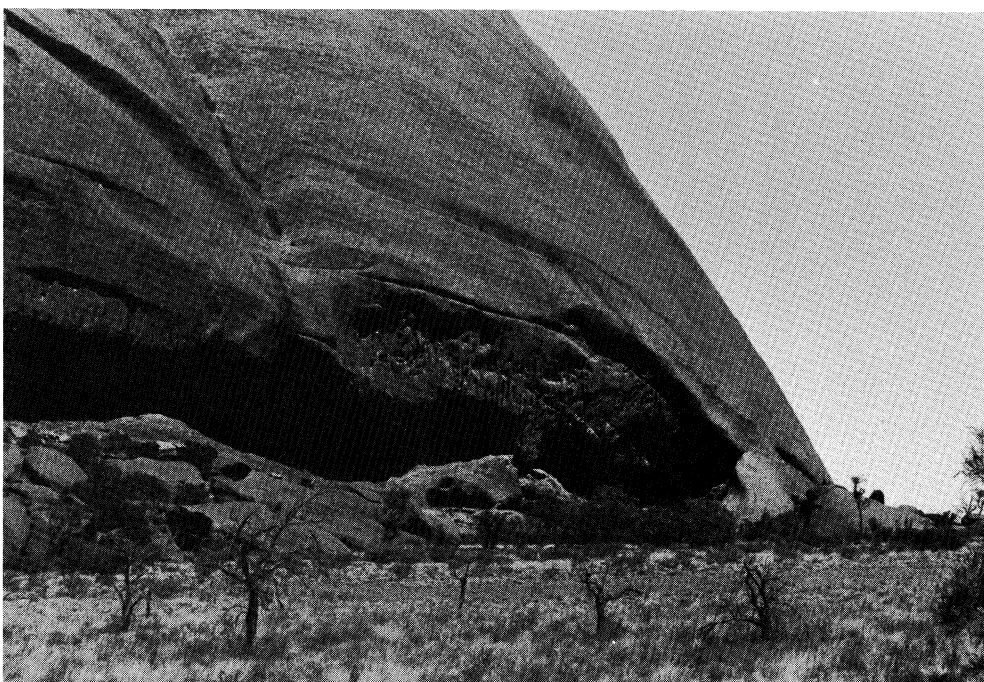
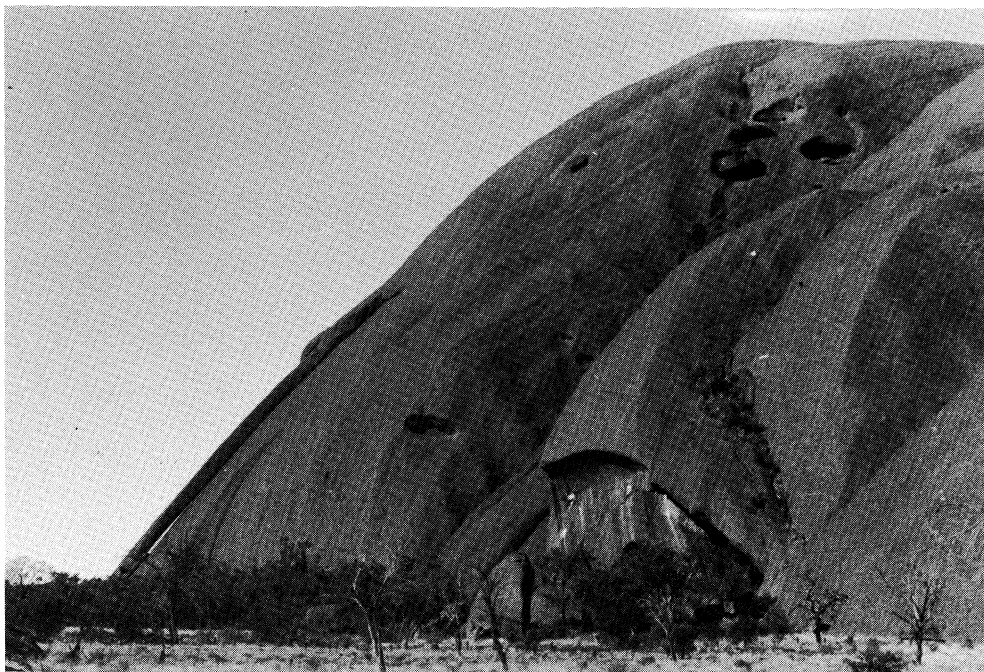


Foto 2. (a) La Cola del Canguro, una estructura de decamación que corta la estratificación fuertemente inclinada de una arcosa en el borde noroeste de Ayers Rock, Australia Central.
(b) Otras estructuras de decamación apreciables en una cueva de pié acantilado justo al Este de la Cola del canguro.

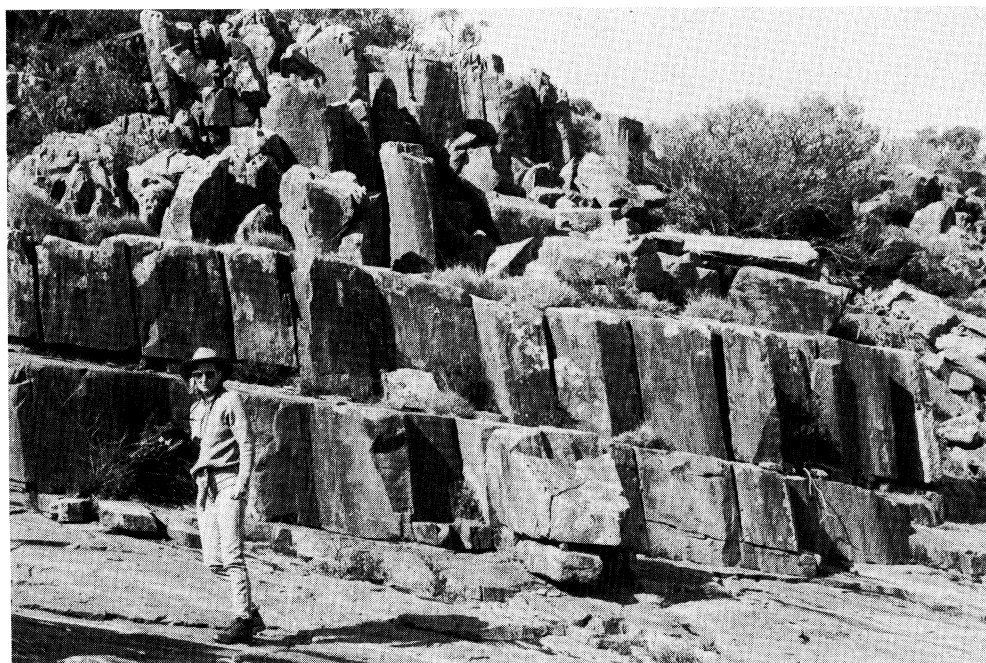
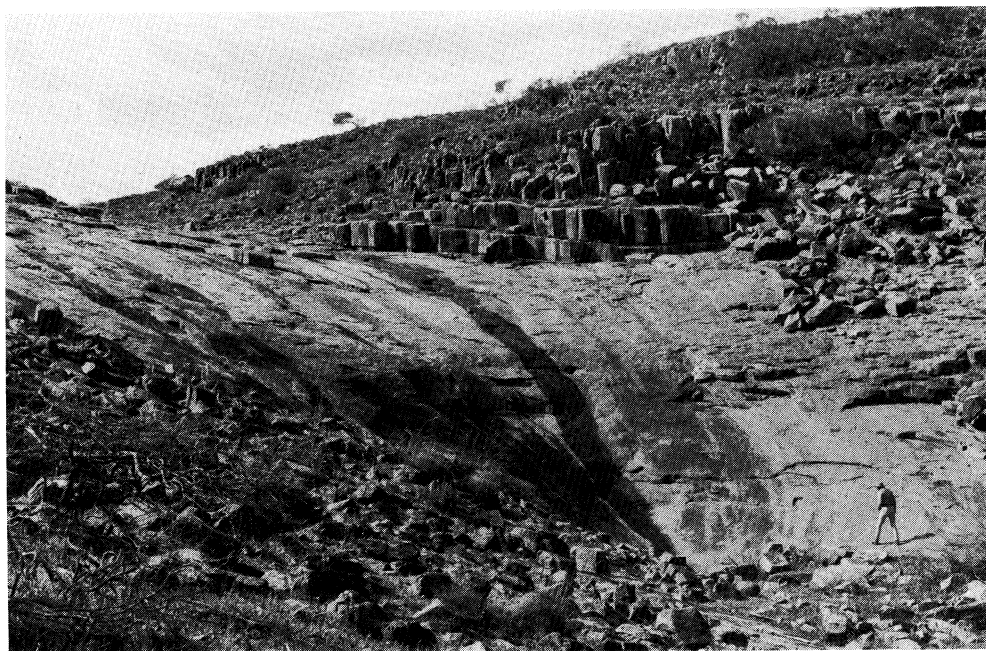


Foto 3. (a) Fracturas de deslamación cortando diaclasas columnares en una dacita, Spring Hill, al sudeste de Gawler Rangs, South Australia.
(b) Vista general, detalle.

CRÍTICA DE LAS INTERPRETACIONES PREVIAS

El origen de las fracturas de descamación ha sido discutido durante mas de siglo y medio (ver síntesis de TWIDALE, 1982a y HOLZHAUSEN, 1989). Se han propuesto muchas explicaciones, aunque dos han acaaparado la mayoría de las adhesiones. El dato de partida fué la observación, hace mas de un siglo, de que los bloques de roca después de tallados en las canteras se expandían². De ahí se infirió que las masas rocosas estaban, en general, en un apreciable estado de compresión (NILES, 1871; ver también DALE, 1923) y por ello las estructuras de descamación se atribuyen genéricamente a las tensiones existentes en la corteza terrestre. Así, MERRILL (1897, pág. 734), considera que estas discontinuidades son « ...el resultado de tensiones debidas a torsión...», y BAIN, (1931, pág. 734), sugiere que la compresión (lateral) es la causa de la expansión y por tanto, la ruptura asociada a ese aumento de volumen sería de origen tectónico. La compresión lateral ha sido hasta principios de este siglo, la interpretación preferida de la estructura de descamación y es digno de mención que Gilbert, el creador de la teoría rival a la de la descarga erosiva, interpretase posteriormente las estructuras de descamación como debidas a compresión (DALE, 1923).

En apoyo de esta idea están las medidas de expansión³ de la roca en túneles y la evaluación de la tensión cortical en varios puntos de la corteza terrestre. Los datos confirman que las tensiones horizontales alcanzan valores importantes superando incluso a los debidos al peso de la columna rocosa en el mismo punto, (ver ISAACSON, 1957; TALOBRE, 1957; MOYE, 1958;

LEEMAN, 1962; HAST 1967; SBAR y SYKES, 1973; BROWN y HOEK, 1978; BOWLING y WOODWARD, 1979; DENHAM et al., 1979; BELL y GOUGH, 1979; BOCK et al., 1987; ZOBECK et al. 1989; FELL et al. 1992). Por ejemplo se constata que, (HAST, 1967; BROWN y HOEK, 1978), las tensiones horizontales aumentan proporcionalmente con la profundidad y, tan solo a 10 m, ya son superiores a la tensión vertical.

Otros autores entienden estas tensiones como debidas a la liberación de la energía tensional almacenada en las rocas ígneas durante su consolidación, o en las metamórficas durante su recrystalización, y en las sedimentarias durante la sedimentación y compactación (por ejemplo EMERY, 1964; SAVAGE 1978; BRADY y BROWN, 1985). Finalmente otros autores entienden que se deben a concentración de tensiones en bordes de placa (ver, SBAR y SYKES, 1973) en zonas de colisión.

La segunda hipótesis y también la mas generalizada seguida se debe a Gilbert (1904). Este autor atribuye las fracturas de descamación a la decompresión en sentido radial o expansivo de la masa rocosa, como consecuencia de la descarga erosiva (ver, JAHNS, 1943; KING, 1949; OLLIER y TUDDENHAM, 1962; SOEN, 1965; SELBY, 1977). La idea es tan simple como atrayente. El granito se emplaza originalmente en profundidad dentro de la corteza terrestre. Su exposición en la superficie terrestre implica una descarga (p.e., por erosión) de los materiales suprayacentes que puede desplazar espesores de cientos de metros de rocas o sedimentos. En respuesta a la descarga, el granito se expande radialmente en dirección aproximadamente normal a la superficie de erosión o superficie

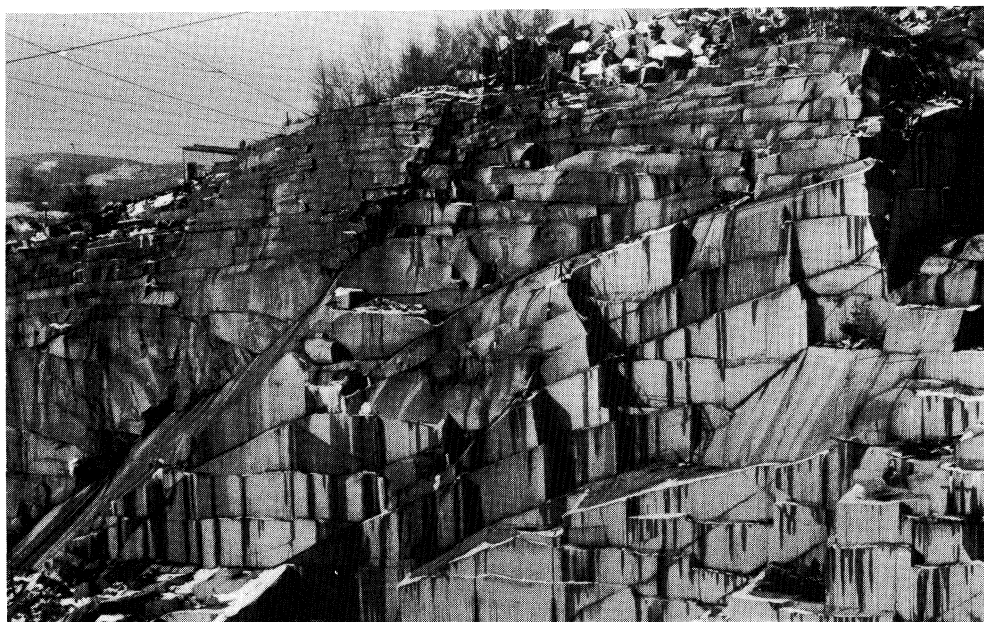


Foto 4. Parte de la Rock of Ages Quarry, Barre, Vermont, en 1965, mostrando una tendencia general en las estructuras de descamación a aumentar en espesor con la profundidad. Obsérvese como las fallas corren diagonalmente a través del frente del afloramiento desde abajo a la izquierda hasta arriba a la derecha.



Foto 5. Frente de cantera en La Clarté, Bretaña, Francia, mostrando un espaciamento irregular de las fracturas de descamación; nótese la existencia de una cuña triangular.



Foto 6. Conjunto de estructuras de descamación que aumentan en radio con la profundidad, cerca de O Pindo, Galicia, NW de España.

libre del terreno. La tensión de decompresión se resuelve con la formación de fracturas tangenciales o paralelas a la superficie terrestre llamadas indistintamente fracturas de descamación, juntas de descarga erosiva o de decompresión.

Como CHAPMAN (1956) estableció, todas las discontinuidades, sean juntas o fallas, se relacionan en cierto modo con la descarga erosiva, ya que, obviamente deben cerrarse⁴ en profundidad a medida que se incrementa el valor de la presión litostática. Las discontinuidades causadas por tensiones y/o deformaciones de origen tectónico solo producen discontinuidades si superan los límites de resistencia (elástica y plástica) de la roca y en cualquier caso solo se harán evidentes (se abrirán)⁵ cuando la presión

litostática disminuya por la descarga erosiva. Está claro que deformaciones y roturas son generadas habitualmente por causas tectónicas. Sin embargo, los proponentes de la hipótesis de descarga como pone de manifiesto Gilbert, arguyen que la descamación se debe única y exclusivamente a la liberación de presión consecuente a la descarga erosiva. Por ello según estos autores, el fenómeno puede producirse en el caso de rocas aun cuando no estuvieran sometidas a tensiones previas. Si bien esto es mecánicamente inverosímil (WOLTERS, 1969), la hipótesis de descarga o liberación de presión como el proceso generador de las fracturas de descamación es ampliamente aceptado de manera que muchos autores se aluden habitualmente a estas fracturas como diaclasas de descarga.

PRUEBAS Y ARGUMENTOS

Muchas pruebas y argumentos se han aducido y discutido en lo que hace a los méritos relativos de descarga y decompresión para interpretar las fracturas de descamación. Pero estos criterios, reales o imaginarios, se han interpretado de diferente modo a la luz de una u otra hipótesis. El valor de una prueba depende sin embargo, tanto del entrenamiento, experiencia y prejuicios del que la interpreta como del valor intrínseco de la misma. Por eso, con ciertas pruebas de tipo estructural y morfológico se amplía el problema mas que se resuelve.

(a) El dilema que presentan los bornhardts.

Los bornhardts son colinas cónicas desarrolladas específicamente en rocas masivas con sistemas de fracturación ortogonal, que definen su contorno en planta y que también pueden afectar al propio residual dividiéndolo longitudinalmente (TWIDALE, 1982 a). Además, en general, fracturas y estructuras de descamación tienen buena representación en los bornhardt. Se asocian a paisajes multicíclicos, a situaciones tectónicas y topográficas variadas y se han desarrollado también bajo una amplia gama de climas, (ver, KING; 1949; BIROT, 1958; TWIDALE, 1982 a y b). Aparecen tanto en macizos, (dacitas del Gawler o granitos del Everard, ambos en el interior árido de Australia del Sur o en los granitos y gneises del Kamiesberge de Namaqualand), como en residuales aislados o inselbergs, (Península de Eyre, South Australia).

Muchos geomorfólogos interpretan los bornhardt tipo inselberg, como los últimos restos aislados de un retroceso de escarpe

prolongado, (véase KING, 1942; 1949). En este sentido la forma redondeada de estos residuales se debería a la alteración preferencial y a la erosión de esquinas y aristas de los bloques o compartimentos preexistentes. Por el contrario sus estructuras de descamación se deben a la liberación de la presión por erosión de las rocas suprayacentes. Esta interpretación se acomoda únicamente a la morfología del bornhardt.

Las hipótesis que postulan mas de una etapa en el desarrollo de los bornhardt, sean dos, (FALCONER, 1911) o más, (VIDAL ROMANÍ, 1990; TWIDALE y VIDAL ROMANI, 1994) se apoyan siempre en la relación de residuales con los procesos tectónicos y composición del macizo rocoso (TWIDALE, 1982 a y b). En efecto, algunos residuales se asocian a rocas muy resistentes, pero otros, quizás muchos, bornhardts se desarrollan sobre granitos u otras rocas ígneas y metamórficas, aparentemente debido a que los compartimentos rocosos donde se localizan son masivos, es decir, carecen de fracturas, mientras que las zonas adyacentes se hallan muy fragmentadas, (TWIDALE, 1982 a y b; 1987). En otros casos en que residuales y fondos de valle y llanuras adyacentes los forma el mismo tipo de roca, la persistencia de los bornhardts se justifica considerándolos compartimentos rocosos masivos confinados, sea por convergencia en ellos de tensiones dirigidas, (LAMEGO, 1938), sea por que se sitúen entre planos de cizalla (TWIDALE, 1980; 1982 a y b; y MERRILL 1987, figura 1). La situación de la roca a compresión, impide la apertura de cualquier fractura orientada ortogonalmente a la tensión aplicada. La roca en estos casos se comporta como un material compacto o masivo y por tanto muy resistente a altera-

ción y erosión. Por el contrario en un plano paralelo a la dirección de las tensiones se puede abrir el macizo según el sistema de discontinuidades existente o neoformado, (ver mas adelante).

(b) Bornhardts situados en zonas estructuralmente anómalas.

La asociación descamación-bornhardt es habitual en macizos rocosos o en aquellas zonas de macizos rocosos donde la deformación ha sido especialmente intensa. Cuarzitas masivas y areniscas dan generalmente lugar a formas tipo «plateau» (en zonas de estratificación horizontal) y a crestas y dorsales (en zonas de estratificación inclinada). La meteorización según la fracturación vertical y la erosión preferente de las zonas alteradas ha dado lugar en secuencias areniscosas horizontales a conjuntos de torres o domos, (ver YOUNG, 1986), como el del Colorado Plateau de Utah en la sección Kobon del Parque Nacional Zion, (YOUNG y YOUNG, 1992, pp. 40-43). Algunos de estos domos presentan una fracturación por descamación bien desarrollada.

Las formas dómicas se desarrollan igualmente en cuarcitas y areniscas deformadas. Es el caso de Ayers Rocks, (TWIDALE, 1978), donde el buzamiento de la roca se aproxima a la vertical y la estructura de descamación corta a la estratificación, o del Complejo de Los Olgas, conglomerático, (TWIDALE y BOURNE, 1978b), o de un pequeño grupo de residuales cuarcíticos que incluyen las colinas de Curtin y Barna, cerca de Kimba en el NE de la Península de Eyre. En esta zona, por lo general la cuarcita Warrow da lugar a crestas, como en el caso de la Darke Range y el Caralue Bluff, pero donde se han desarrollado formas dómicas

con fracturas de descamación buzando suavemente en todas direcciones y cortando la foliación de la roca mucho mas inclinada (TWIDALE y CAMPBELL, 1990). Así que es difícil separar fracturas de descamación y formas dómicas, como también llegar a decidir si la estructura de aquellas lo que determina la morfología de la superficie o lo contrario.

(c) Algunos casos europeos.

(i) *La cantera de Mariz y otras canteras gallegas.*

En la zona de Gutiriz, a 330 m sobre el nivel del mar y unos 60 km al SE de A Coruña, en Galicia, NW de España, el paisaje está definido por un conjunto de colinas redondeadas, donde aflora el granito en forma de grandes bloques residuales y lajas, (Figura 2). El granito es de edad hercínica y forma parte de la unidad de Friol-Puebla de Parga, un batolito de 144 km² de superficie, (ver ARANGUREN, 1994). Es una roca de grano fino, leucocrática, gris y con biotita.

Los afloramientos de Mariz, aunque con frentes de 5 ó 6 m. de altura máxima, presentan un granito que se descama en lajas, algunas muy finas, (10-15 cm), pero otras de hasta 2 m de espesor (se admite que la génesis de las lajas es siempre la misma independientemente de su espesor). Las fracturas de descamación se han desarrollado paralelamente, (o viceversa), a las suaves vertientes convexas que definen la superficie del terreno, aproximadamente subhorizontal, (Fig.3). La fracturación por descamación corta no solo a la orientación mineral de emplazamiento magmático definida por pequeños schlieren biotíticos, sino también la foliación magnética que se

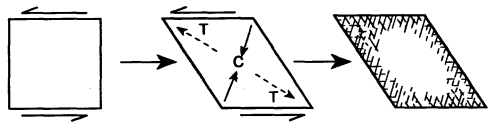


Fig. 1. Desarrollo de tensiones en un bloque cizallado (C-compresión, T - tensión).

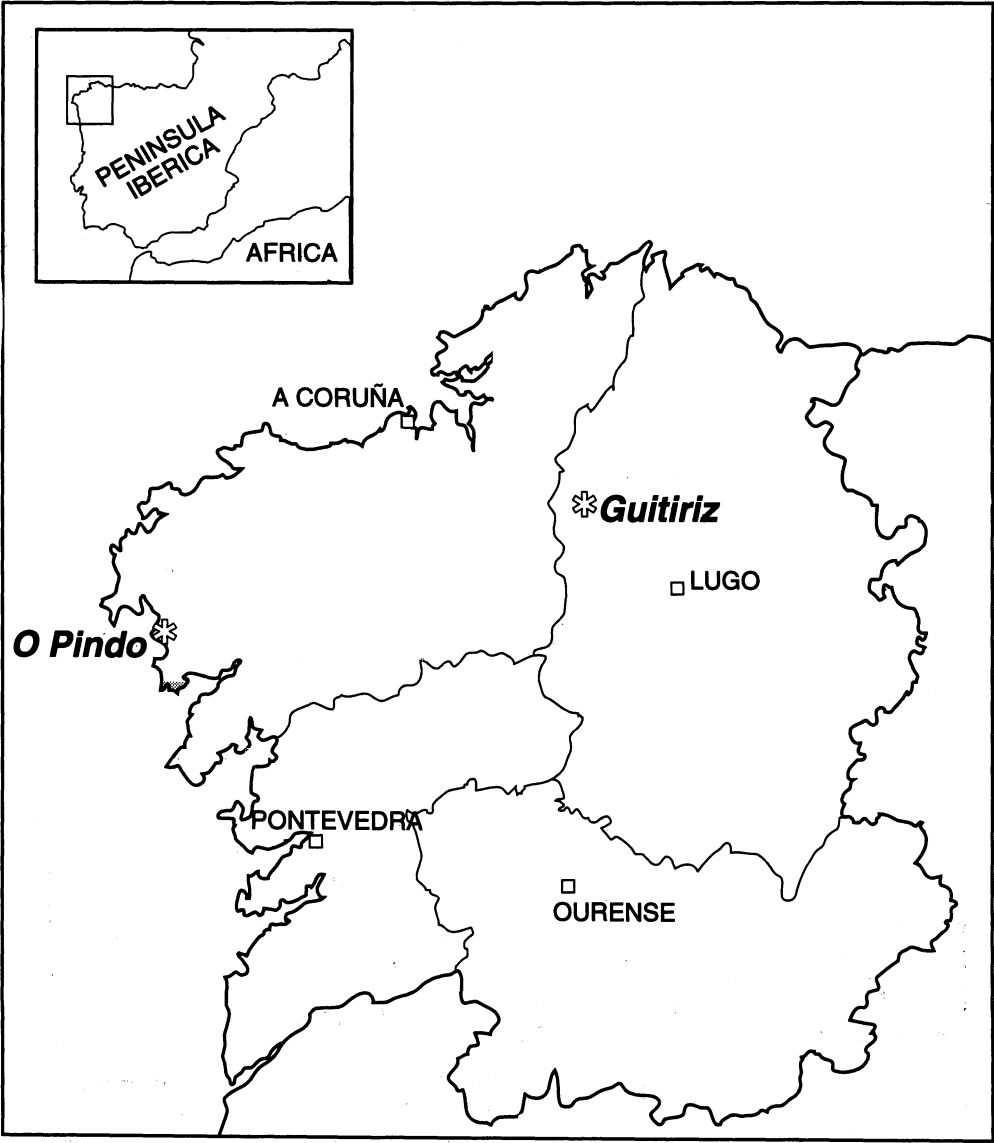


Fig. 2. Mapa de situación de las localidades de Galicia mencionadas en el texto.

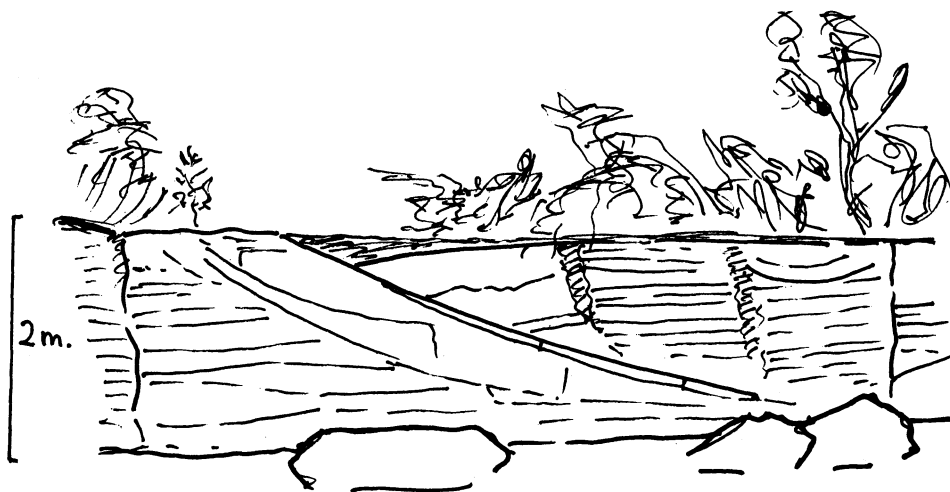


Fig. 3. Esquema de parte del frente de cantera de Mariz mostrando la distribución de fracturas que delimitan finas lajas de roca y cuñas imbricadas.

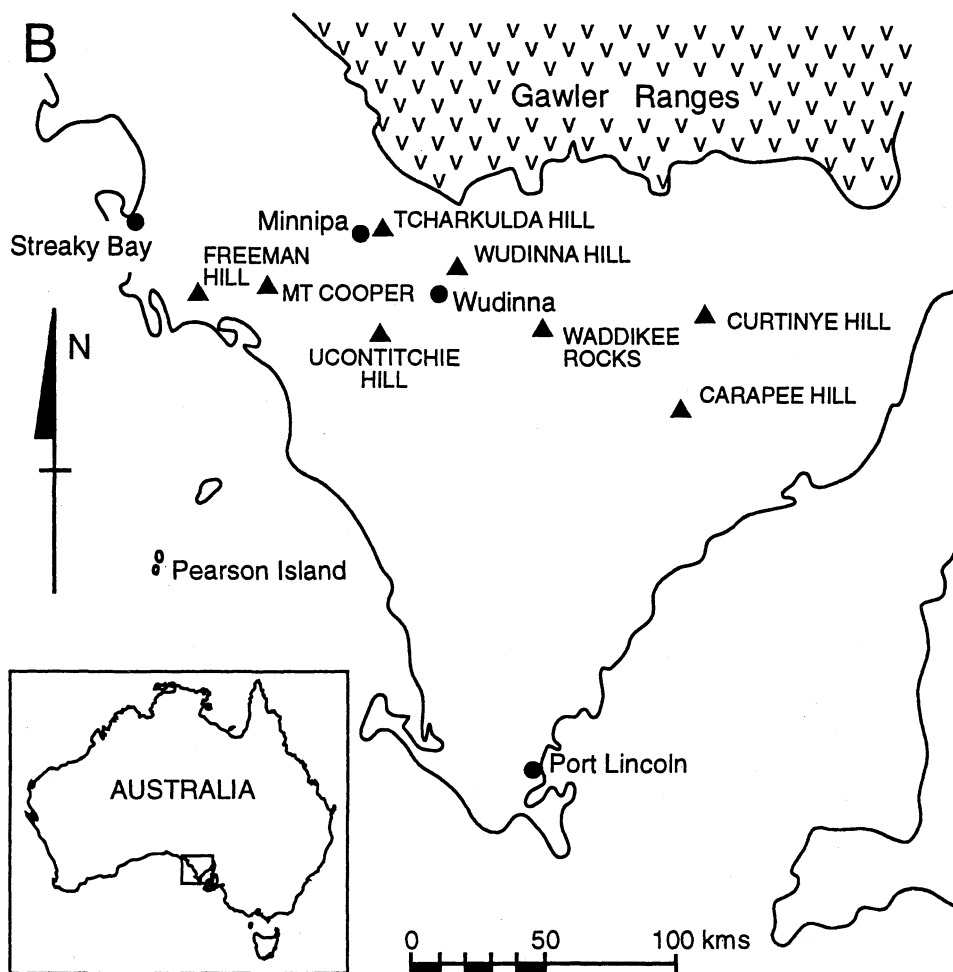


Fig. 4. Esquema de localización de la Península de Eyre.

adapta a la geometría intrusiva del batolito, (ver ARANGUREN, 1994). Por lo tanto la definición de la descamación corresponde a un episodio tardío dentro de la evolución del macizo rocoso. Se le ha asignado un origen por decompresión por descarga erosiva, (LOMBARDERO y ROEL, 1992). Las lajas definidas por la descamación no tienen gran continuidad lateral y están divididas por fracturas verticales o subverticales orientadas N 160°- N180°, en dirección y buzamientos comprendidos entre 70° O y 90° y asignadas igualmente al Tardihercínico (ver GEOPRIN, 1986; BELLIDO et alii, 1992). No obstante es hasta cierto punto frecuente observar como los planos de descamación subhorizontales enlazan, por transición gradual en dirección y buzamiento, con los sistemas de fracturas ortogonales subverticales o verticales. Existe por tanto una relación genética y temporal entre ambos tipos de fracturas por lo que puede asignarse razonablemente, también al tardihercínico la definición de las fracturas por descamación. Es frecuente encontrar lajas horizontales, suavemente combadas, dando lugar a formas cóncavas o convexas (Pl. 7a). En el apex de algunos de las formas cóncavas o pequeños domos, se desarrollan redes de «polygonal cracking» indicando que la flexura de la roca, como sucede en los anticlinales de las rocas sedimentarias se ha visto acompañada, por un estiramiento de la misma. Otras pruebas de que ha existido un acortamiento del macizo rocoso, en dirección aproximadamente paralela a la de descamación, son las frecuentes imbricaciones entre lajas de descamación y la aparición de pliegues concéntricos, de escala métrica, de cuyos anticlinales o sinclinales se segregan cuñas triangulares (Pl. 7b, c y d; ver también Pl.5).

La generación de estas discontinuidades es evidente que no se puede relacionar con la decompresión y consiguiente expansión de la roca. Las estructuras demuestran, por el contrario, que el mecanismo responsable ha sido una deformación por cizalla en el campo frágil-dúctil la que produce la estructura de descamación. Esto ocasiona primero, una bien definida estructura de descamación que la continuación del proceso de acortamiento asociado a la cizalla, llega a replegar con la consiguiente generación de las denominadas cuñas triangulares en los sinformes y domos alargados en los antiformes de la estructura así generada y finalmente cuando la deformación es extrema se llega a producir la rotura de la roca con desarrollo de acúñamientos y pequeños cabalgamientos entre las hojas definidas por la estructura de descamación y roturas poligonales según los planos de máximo estiramiento. La existencia de los dos sistemas ortogonales de fracturación antes mencionados parece señalar un modelo de interferencia, definido inicialmente a pequeña escala para rocas sedimentarias (RAMSAY y HUBER, 1983) y aplicado después a rocas graníticas (VIDAL ROMANI, 1991). Este modelo da lugar a formas complejas que se conocen como «*eggs box*» o caja de huevos (VIDAL ROMANI, 1991). Macroscópicamente el resultado es un paisaje de pequeños domos adosados donde se desarrollan las fracturas de descamación, y separados por planos de fractura con buzamientos fuertemente inclinados a subverticales.

(ii) *Sierra de Guadarrama, Castilla (zona central de España).*

En la Sierra de Guadarrama en el centro de España, los inselbergs, se desarrollan



Foto 7. Cantera Mariz cerca de Guitiriz, Galicia, Spain, presentando (a) estructuras y formas dómicas, (b) estructuras lenticulares e imbricadas,



Foto 7. (c) cuña triangular en la cresta de un domo.



Foto 8. Desplazamiento según una fractura de descamación en el Valle del Rio Tabalón, Sierra Guadarrama, centro de España.

sobre granitos tardihercínicos. Estos residuales llevan asociada en algunos casos estructura de descamación y se hallan limitados por prominentes fracturas meridionales y NNE, también de edad tardihercínica, (datos por la presencia de diques básicos del Pérmico inicial, ver UBANELL, 1981 a y b). Existe una clara convergencia entre fracturas de descamación, cuando se aproximan a ellos, con los grandes sistemas ortogonales de fracturación. Estas grandes fracturas han sido utilizadas por la red fluvial de manera que muchos valles principales tienen un característico desarrollo rectilíneo. En uno de estos valles, el del río Tabalón, cerca de Cadalso de los Vidrios la compresión del macizo rocoso según los planos de descamación del granito es fácilmente demostrable, (ver CENTENO, 1989). En el extremo norte del valle (Pl. 8) se ha producido un desplazamiento según uno de esos planos de descamación, y en otro caso se ha producido imbricación entre dos láminas adyacentes. Una forma en A(ver mas adelante) se ha desarrollado en un bornhardt cercano. Por el contrario en la estructura de descamación fuertemente inclinada que constituye el margen opuesto del valle, el contacto entre dos láminas de exfoliación, se ha dispuesto en forma de microfallas escalonadas originando una separación entre las dos hojas en dirección paralela al contacto. Las orientaciones de estas formas se corresponden con una compresión en dirección N-S y una extensión E-W.

(iii) *Bretaña, Francia.*

El complejo granítico de Ploumanac'h, igualmente de edad hercínica, forma parte del Macizo Armoricano del NW de Francia, (BARRIÈRE, 1976). Situado en la costa

norte de Bretaña en los alrededores de Ile Grande, entre Brest y Saint Malo, afloran en el distintos tipos de granitos, (así como basaltos y una milonita) con una disposición concéntrica. El denominado «granito rojo», un granito biotítico de grano grueso es explotado por canteras de manera intensiva. En un afloramiento, cerca de La Clarté se han desarrollado en un plano de descamación muy bien definidos miniescarpes de falla, (Pl. 9) correspondiendo a superficies de resbalamiento con recristalizaciones asociadas. Esto prueba que ha existido un movimiento relativo entre los planos de descamación con fricción asociada lo que en modo alguno podría justificarse por una decompresión.

(d) *Otras casos situados en la Península de Eyre (South Australia).*

(i) *Datos generales.*

La parte norte de la Península de Eyre (South Australia) (Fig. 4) está constituida por granitos, esquistos, gneises y metacuarcitas de edades Arcaica y Proterozoica. Los granitos de la serie granítica de Hiltaba (FLINT, 1993) de edad proterozoica media, afloran en amplias áreas. Es en estas zonas donde se han desarrollado muchos de los rasgos que se presentan aquí. Los granitos varían en sus características texturales. Son predominantemente de color rosa, grano medio, aunque existen términos porfiríticos aflorando en los alrededores de Wudinna. La región ha sufrido la actuación de varios períodos orogénicos, (véase por ejemplo DREXEL et al. 1993) y de varias fases de alteración y aplanamiento como lo prueba el paisaje actual (véase por ejemplo TWIDALE y CAMPBELL, 1985).



Foto 9. Fallas escalonadas en fractura de descamación en una cantera de, La Clarté, Bretaña, Francia.

El área es bien conocida por sus varios inselbergs, muchos de los cuales se han desarrollado sobre granitos, aunque unos pocos también sobre gneises, migmatitas, dacitas o metacuarcitas, (TWIDALE y CAMPBELL, 1985, 1990). Se sitúan unas decenas de metros por encima de extensas llanuras que es el rasgo morfológico que domina la mayor parte de la región. Todos estos inselbergs pueden ser explicados en términos de cizalla recurrente y propagación de fractura, resultando en el desarrollo núcleos masivos tensionados rodeados por matrices fracturadas (TWIDALE, 1980), según la hipótesis de etapa múltiple (TWIDALE y VIDAL ROMANÍ, 1994) para el desarrollo de los bornhardts. Esto último implica, primero una alteración subsuperficial controlada por la estructura, y segundo, la limpieza del regolito así for-

mado, que lleva a la exposición del frente de alteración con las consiguientes diferencias topográficas. En los términos en los que expresa esta teoría apoyada por varias líneas de investigación y argumentación, los inselbergs así como varias de las formas menores que se desarrollan sobre estos son formas de corrosión química, (ver por ejemplo TWIDALE, 1962, 1982a, 1982b) bien que auxiliada por la estructura previa del macizo rocoso.

(ii) *Ucontitchie Hill, N.W. de la Península de Eyre, South Australia.*

Un ejemplo clásico es el presentado por el inselberg conocido como Ucontitchie Hill en el noroeste de la Península de Eyre. El residual domina con sus 40 m de altura las llanuras que lo rodean, (Pl. 10). En planta



Foto 10. Ucontitchie Hill, Península de Eyre , South Australia, mostrando su aislamiento, forma dómica y estructuras de descamación.

Ucontitchie Hill se alarga en dirección Norte-Sur, y son apreciables sistemas de fracturas orientadas en dirección NNW y NNE (Fig. 5 a). La superficie rocosa del residual está minuciosamente esculpida por tafonis, acanaladuras, formas pedestal y laderas sobreexcavadas (*flared slopes*), formas todas ellas muy bien desarrolladas. La estructura de descamación es claramente observable por lo escarpado de las laderas del residual debido al desarrollo en la etapa subsuperficial de sobreexcavaciones basales múltiples (ver TWIDALE, 1982c). Las fracturas de descamación buzan fuertemente hacia la parte externa de los límites del residual y en el borde oeste se interrumpen bruscamente contra una de las fracturas subverticales del sistema ortogonal que delimita el residual allí (Fig. 5b).

También en Ucontitchie Hill es digno de notar el desarrollo de cuñas de roca de sección triangular definidas por la propia fractura de descamación y un sistema conjugado de fracturas que la cortan oblícuamente. En algún caso se trata de una cuña triangular única, pero en otros son formas mas complejas que sin embargo al considerar los varios componentes menores que la constituyen nos permiten definir una única cuña triangular, aunque fragmentada. Estas cuñas rocosas triangulares varían en espesor entre 10 cm y 1 m, y alcanzan entre 1 y 10 m de longitud. Algunas de ellas permanecen «in situ», pero otras han sido desplazadas lateralmente hasta 2 m de su posición original (Pl.11), y sin embargo el espacio que ocupaban inicialmente en el macizo ya no es el mismo, (se ha reducido). Esto se interpreta como el resultado de una deformación continuada por compresión del macizo rocoso que ha causado primero la formación de las fracturas de descamación y su incurvamiento

hasta dar una antiforma (Fig. 5c). Luego se han formado las fracturas asociadas que definen las cuñas triangulares como resultado de la acomodación a un espacio menor de la masa rocosa a compresión. Finalmente ha sucedido la expulsión de la cuña hacia el exterior del macizo rocoso al continuar actuando los esfuerzos compresivos. En el flanco oriental de Ucontitchie Hill se puede observar el desplazamiento de dos lajas de descamación, inicialmente adosadas. En la superficie de contacto entre ambas lajas se ha producido una rotura en escalón de la roca con apertura, a tracción, del plano en una dirección NE-SW (Fig. 5d). Por el contrario, en los extremos septentrional y meridional de Ucontitchie Hill, las fracturas de descamación se imbrican hasta 15-20 cm entre escamas adyacentes y, en los afloramientos existentes en los extremos oriental y occidental, los contactos entre las lajas de descamación adyacentes están cerrados o, a lo sumo alcanzan separaciones de orden centimétrico, aunque generalmente sean menores.

(iii) *Inselbergs de Wudinna, Península de Eyre, South Australia.*

Otro caso de dislocación lateral entre lajas de descamación es también apreciable en una fractura de descamación formada recientemente en un residual granítico (tipo bornhardt) de pequeña altura denominado Quarry Hill, cerca de Wudinna (South Australia). La fractura fué causada por una voladura en la cantera a inicios de 1993. Como se puede ver en el frente rocoso, la fractura se extiende hacia arriba iniciándose tangencialmente a la perforación donde se alojó la carga explosiva y luego se curva asintóticamente hasta hacerse paralela, en su

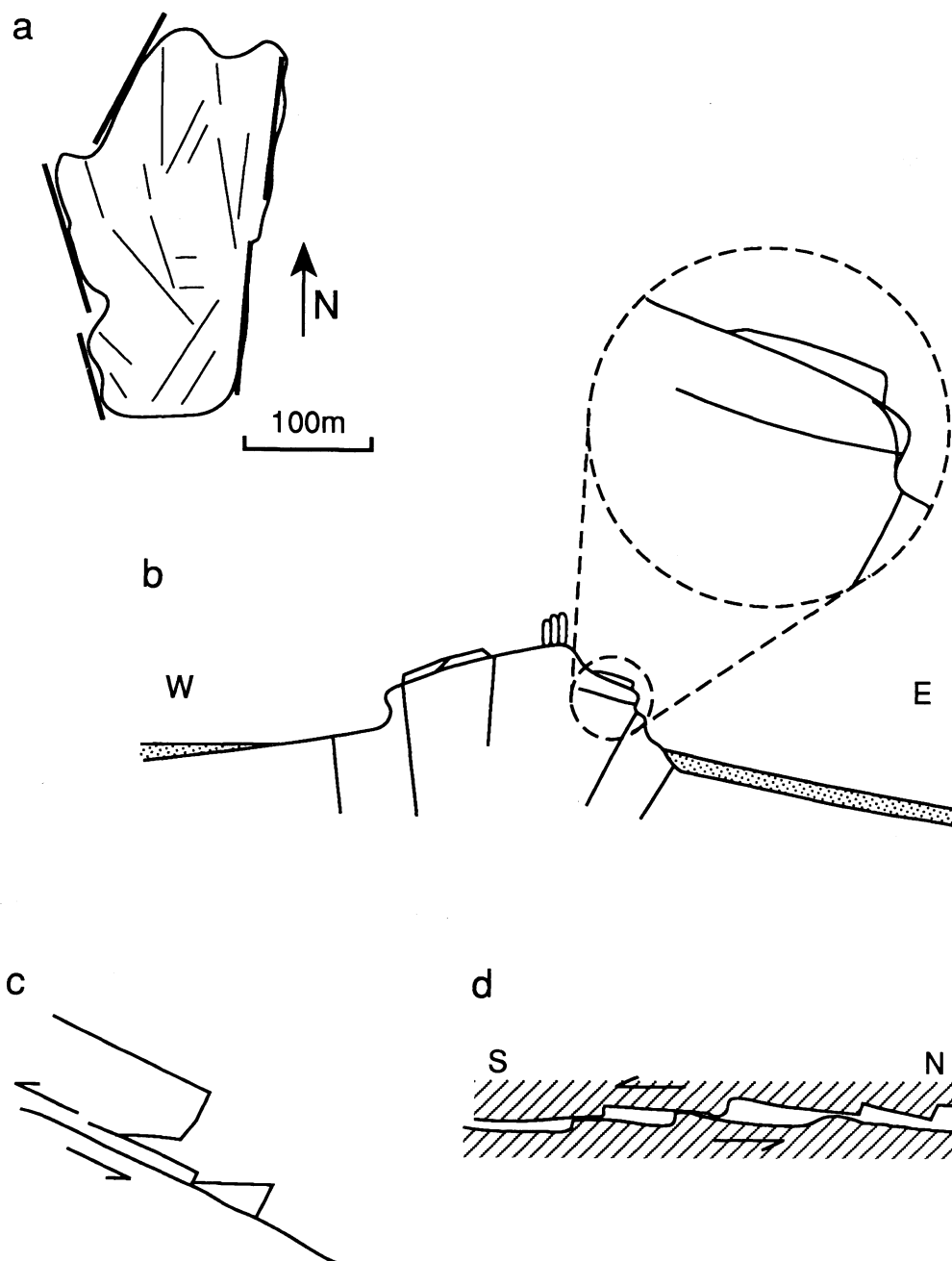


Fig. 5. (a) Plano de Ucontitchie Hill, Península de Eyre, South Australia donde se presentan grandes fracturas fuertemente inclinadas. (b) Corte transversal esquemático presentando las fracturas de descamación y su relación con las fracturas ortogonales fuertemente inclinadas en Ucontitchie Hill. (c) Cuña triangular desplazada por un movimiento diferencial a lo largo de una fractura de descamación (d) Dislocación tensional de las estructuras de descamación en el lado Este de Ucontitchie Hill.

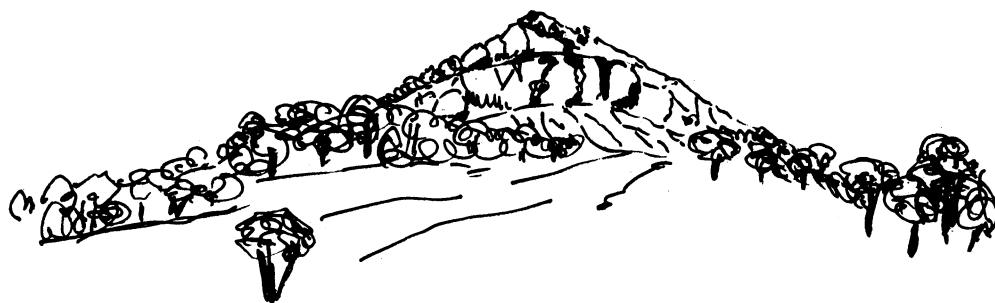
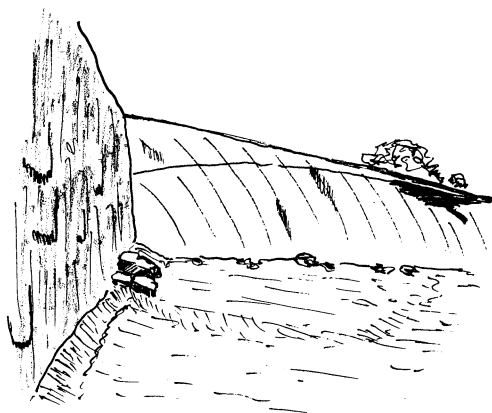


Fig. 6. (a) Frente rocoso en Quarry Hill, cerca de Wudinna, Península de Eyre, mostrando una estructura arqueada de reciente formación.
 (b) esquema de Little Dromedary, un residual de sienita al sudeste de New South Wales presentando laderas que cortan las fracturas de descamación (esquema realizado a partir de una fotografía de Glynn, 1992).

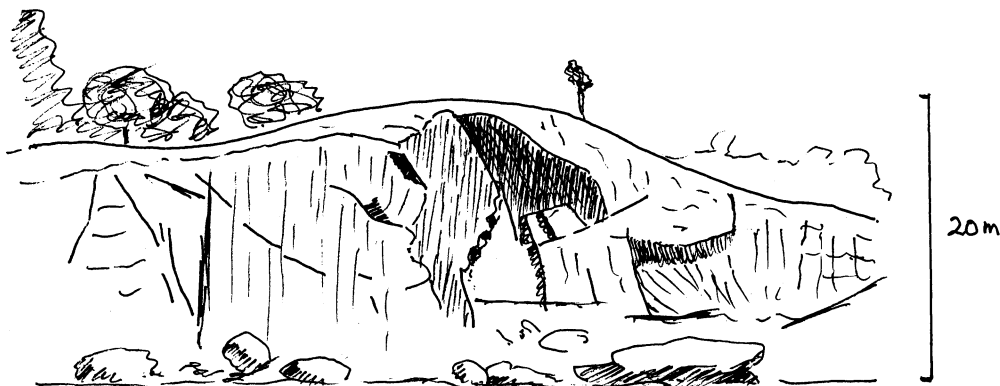


Fig. 6. (c) Esquema del frente de cantera de Little Tiba, al sudeste de New South Wales, donde se presenta un sinforme de estructuras de descamación (esquema realizado a partir de una fotografía de Glynn, 1992).

parte final, a la superficie del residual rocoso (superficie que correspondería en nuestro caso al plano de menor tensión principal, ver MÜLLER, 1964; FELL et al. 1992). La escama superior se ha movido hacia el sur deslizando sobre la inferior pendiente abajo. En este caso se prueba al menos que la respuesta de la roca a un esfuerzo compresivo (producido en este caso por la voladura) va a ser la apertura de una fractura de descamación paralela, como en los casos naturales, a la superficie topográfica externa del residual.

(e) Dislocación según las fracturas.

Si la descarga erosiva fuera la causante de la formación de las fracturas de descamación, según el modelo propuesto por Gilbert y otros autores, estas solo se producirían por expansión de la masa rocosa afectada. No es compatible esto con la observación de los contactos entre planos de descamación que prueban los movimientos diferenciales según ellos, similares a los observados, por ejemplo, en antiformes y sinformes entre planos de estratificación de rocas plegadas. En efecto, es frecuente observar como estos planos de separación se asocian con gran frecuencia con zonas de milonitización y/o de cizalla dúctil-frágil, (White Quarry en

Eyre Península, S.A.; Laiosa, Lugo, N.W. de España; The Granites, Mount Magnet, W.A.), y que luego son aprovechados por los procesos de meteorización al progresan selectivamente según ellos. En otros casos (The Granites, Mount Magnet W.A. o Mariz, N.W. de España), estas superficies se ven afectadas por roturas poligonales lo que implica un estiramiento de la roca en esa dirección. También se pueden ver en otros casos pruebas de acortamiento como imbricaciones, acuñamientos o transposiciones entre planos de descamación, (Mariz, N.W. de España; Rock of Ages Quarry, Vermont) o en otros casos la formación de pliegues a escala variable, (de centimétrica a métrica, (VIDAL ROMANÍ, 1991). Si esto ocurre es porque las fracturas de descamación se han formado por compresión y acortamiento paralelos al plano de descamación.

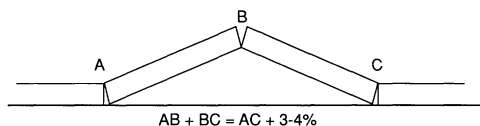


Fig. 7. Corte a través de una forma en A (A-tent) con la estructura y la expansión que se sigue a la rotura.

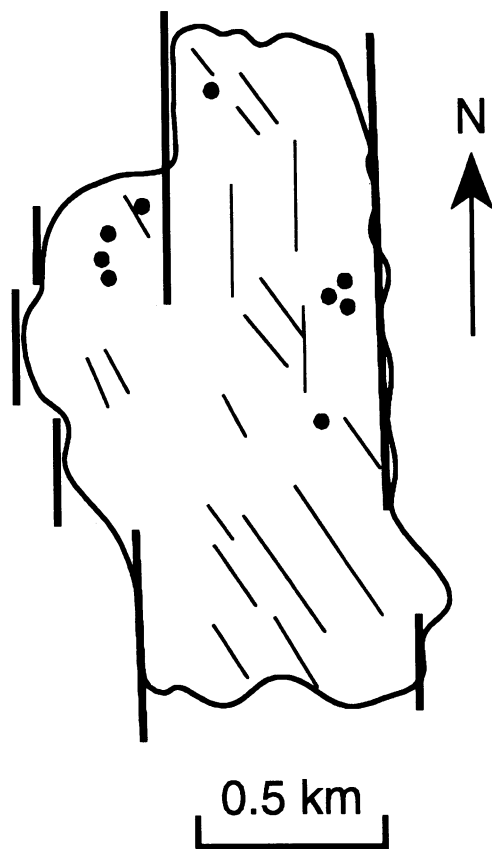
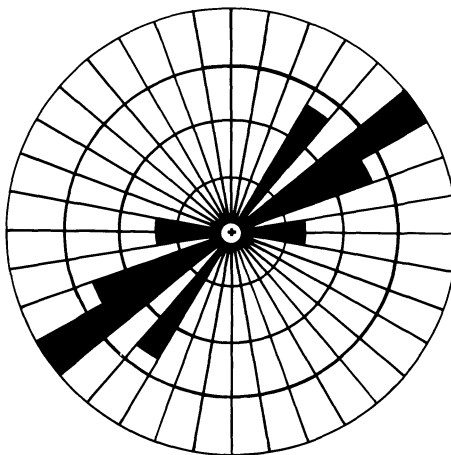
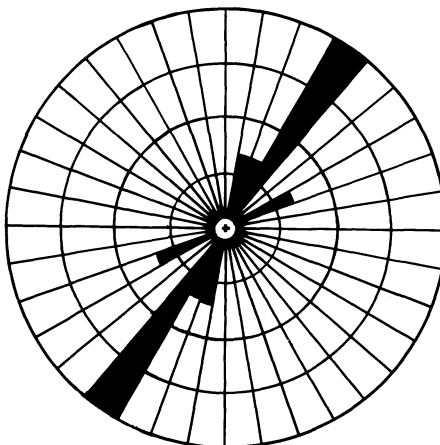


Fig. 8. (a) Localización de formas en A(A- tents) en Wudinna Hill. Peninsula de Eyre , South Australia.

(a) Wudinna Hill n=9



(b) Poldia Rock n=6



(c) Eyre Peninsula n=25

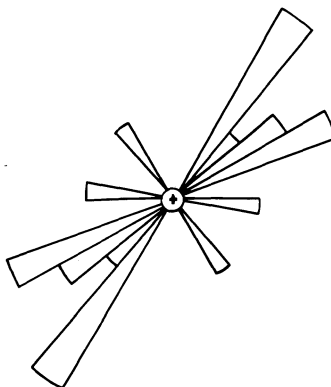


Fig. 8. (b) Rosa de orientación de las crestas de las formas en A (A-tents).

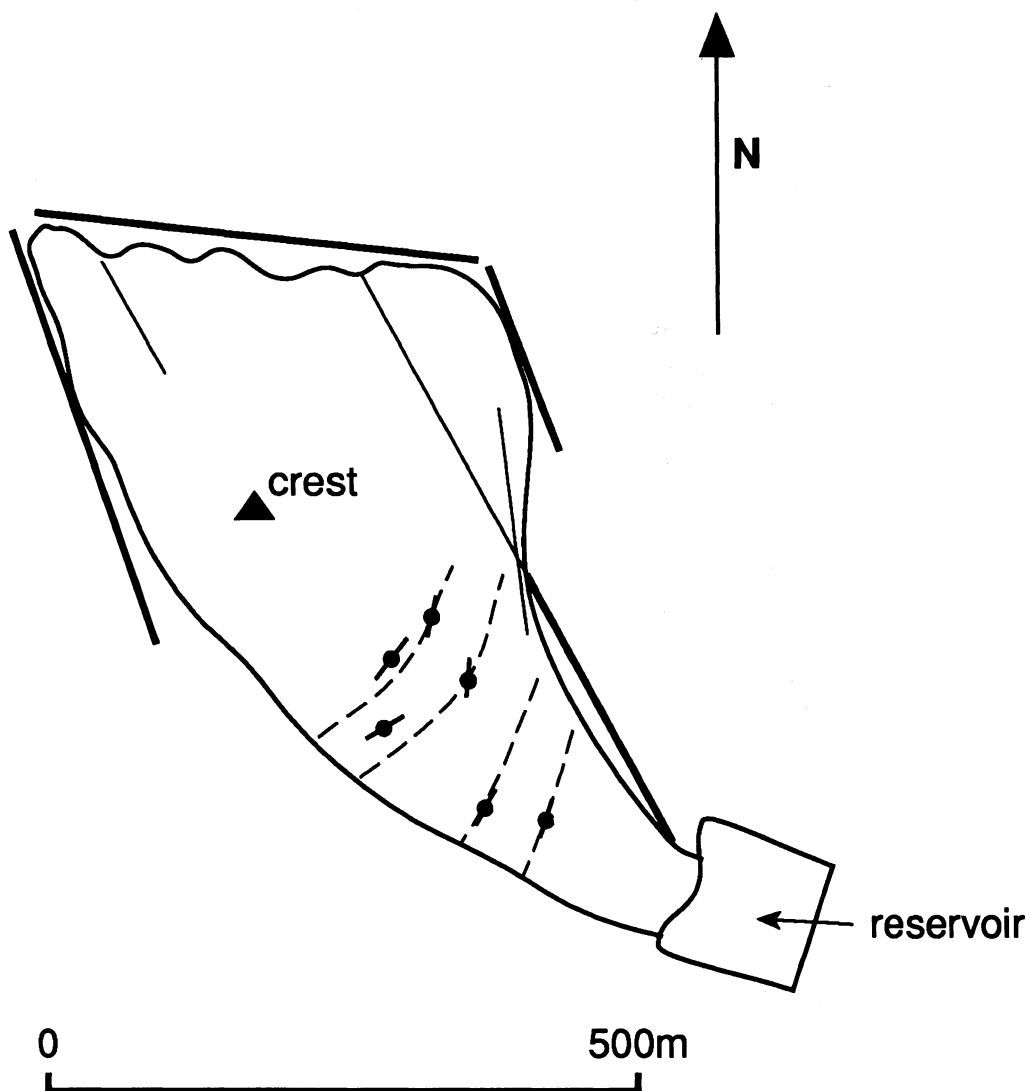


Fig. 8. (c) Localización de formas en A (A-tents) en Poldá Rock, con sugerencia de las trayectorias de esfuerzos.

(f) Orientación de formas asociadas con la liberación de las tensiones compresivas.

Si las fracturas de descamación estuvieran asociadas con la aplicación de tensiones, cualesquiera que fuese su origen, deberían encontrarse otros tipos de formas relacionadas ese campo de esfuerzos.

Es el caso de otro tipo de formas menores, como las formas en A que han sido descritas también en muchas partes del mundo, (TWIDALE y SVED, 1978). Las formas en A se asocian también a otras como las lajas desplazadas, las ampollas rocosas y a las cuñas horizontales., aunque sin duda las primeras son las mas frecuentes. Se han descrito las formas en A bajo muchos tipos de climas, (TWIDALE, 1982 a), y no solo sobre rocas graníticas sino también sobre areniscas y calizas, (JENNINGS, 1978). La mayor descrita hasta el momento corresponde a un afloramiento natural de Wudinna Hill, en el N.W. de la península de Eyre (JENNINGS y TWIDALE, 1971-Pl-12). Formas en A también de grandes dimensiones se han formado en tiempos recientes en el suelo de canteras, (EMERY, 1964; COATES, 1964), o en los canales erosivos de los rios, (BOWLING y WOODWARD, 1979), así como también en los pies de talud (TWIDALE, 1986).

La manera mas convincente de explicar su origen es por disipación de tensiones compresivas, (TWIDALE y SVED, 1978). Quizás el caso mas claro, por la inmediatez entre la formación y la observación es el que corresponde a una forma en A situada en una ladera adyacente a Quarry Hill, cerca de Wudinna, South Australia. La generación de esta forma fué consecuencia de la voladura antes descrita, y presumiblemente como

resultado del aporte efímero, pero crucial, de una tensión compresiva asociada a la explosión.

En general, en la Península de Eyre, la expansión necesaria para producir una forma en A se cuantifica en un 3-4% de la longitud inicial de la lámina rocosa implicada. En otras zonas, por ejemplo en el West Murchison Goldfield en la provincia de Yilgarn de Western Australia, los valores deducidos para la expansión son menores, (del orden de un 1%; TWIDALE et al., 1993). Cualquiera que sea su magnitud, sin embargo, la expansión producida es irreversible (Fig. 7), dado que la deformación se produce en el campo frágil.

Si, a pesar de que se demuestra que el mecanismo propuesto es cuantitativamente inadecuado (COATES 1964), las formas en A se originasen por la descarga erosiva, (véase por ejemplo OLLIER, 1969), sus características deberían mostrar una relación clara con la topografía cualesquiera que fuese la inclinación y disposición de esta. En vez de esto, lo que ocurre en cualquier residual, y podemos decir que en una zona concreta, las crestas de las formas en A están, aproximadamente o aun en algunos casos claramente alineadas. Así, en WUDINNA HILL, (Fig. 8a), han sido reconocidas 8 formas en A, y sus crestas se alinean en un arco de 55° de apertura, y donde 6 de ellas están entre 215°-240° (Fig. 8b). En las cercanías de Pold Hill, las crestas de las 6 formas en A presentan una mayor dispersión en su orientación, (Fig. 8c). Una alineación tan clara parece indicar que se han formado por la aplicación de una tensión con una dirección específica, y verosimilmente de origen tectónico.

(g) Relación entre fracturas de descamación y topografía.

El hallazgo de bornhardts en paisajes multicíclicos puede interpretarse porque una erosión en profundidad actuando sobre un substrato rocoso (alterado) lleva la superficie de la tierra hasta las zonas mas profundas, en estado compresivo, de las estructuras antiformales de descamación, y ahí se originan los bornhardts. Sin embargo, en unos pocos casos los bornhardts se desarrollan sobre estructuras sinformales (también según la estructura de descamación); esto, a primera vista parece un contrasentido. En efecto, si las fracturas de exfoliación estuvieran relacionadas con la descarga erosiva, entonces la topografía debería haber determinado la geometría de las discontinuidades y en los bornhardt, por ejemplo, estas últimas deberían de ser convexas, y en los valles cóncavas; además debería existir una relación evidente entre estructura y superficie libre del terreno.

En algunos, tal vez muchos, afloramientos, sean o no de origen natural, estructura de descamación y superficie topográfica son paralelas, aunque no puede decirse que es lo primero. Por tanto la descamación se puede atribuir a descarga (relajación) o a compresión. En otros casos la discordancia angular entre inclinación de la superficie del terreno y buzamiento de la descamación es evidente. Puede suceder que unas veces las primeras sean mas tendidas que las segundas, o bien que la superficie del terreno sea mas inclinada que el buzamiento de las fracturas de descamación (fig. 6 b). Para explicar estas anomalías debemos entender, razonablemente, que alteración y erosión de la roca tuvieron lugar después de definida la estructura de descamación dando lugar a la discordancia observada.

En otros casos, sin embargo, la discordancia entre la superficie libre del terreno y la estructura es mucho mayor y mas difícil de explicar, ya que los planos de descamación presentan patrones sinformales coincidiendo con relieves convexos o cóncavos. Así, en Tenaya Lake, en la región de Yosemite de Sierra Nevada, California, se pueden ver claramente en un domo monzonítico una traza sinformal definida por la estructura de descamación, (Twidale, 1982 a, p.55). En otro caso, Little Shuteye Pass, también de Sierra Nevada, es bien conocido, aunque solo sea gracias a la famosa fotografía de Hubbert, la estructura de descamación convexa aflorando en la cabecera de un circo en forma de espectaculares bancos de roca; pero en la parte mas alta del afloramiento se pueden ver fracturas de descamación definiendo una sinforma. En el Monumento Nacional de Joshua Tree, en la California septentrional, las estructuras de descamación son habitualmente concordantes con la topografía del terreno, (Pl. 13 a), pero también hay excepciones que presentan relaciones inversas con la topografía (Pl. 13 b y c). De una manera similar se manifiestan fracturas de descamación con disposición sinformal en una cantera de monzonita en Central Tilba, (Fig. 6 c), en el S.E. de New South Wales (ver BOESEN y JOPLIN, 1973; GLYNN, 1992). Así, en muchos casos las diaclasas de descamación y la superficie del terreno son paralelas mientras que en muchos otros se pueden observar relaciones inversas. De manera similar, si bien inversamente, los valles están frecuentemente definidos sobre zonas de estructura sinformal, como por ejemplo en el valle de Stout Creek, St. Francis Mountains, Missouri, donde la descamación se ha desarrollado sobre riolitas. Sin embargo, en otros valles, como ocurre

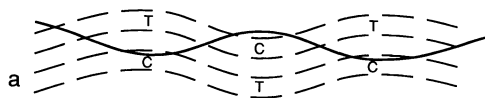


Fig. 9. Una posible explicación de la inversión del relieve sobre sinformes o antifformes en granito.

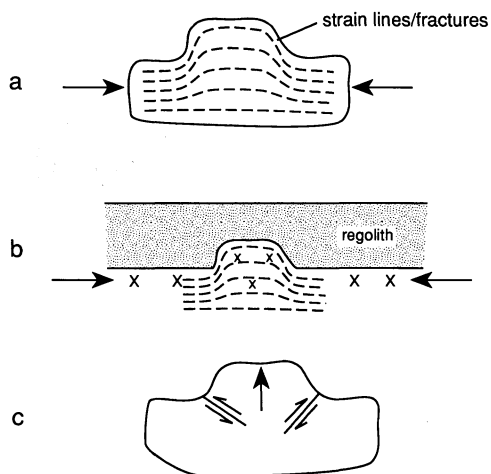


Fig. 10. (a) Trayectorias de tensión en un bloque parcialmente confinado sujeto a compresión horizontal (según Holzhausen, 1989) (b) Aplicación del modelo de Holzhausen a la formación de un bornhardt con fracturas de descamación en una parte del macizo rocoso con alteración diferencial.

cerca de la presa de Eucarro, en Gawler Ranges septentrional, en South Australia, en el fondo del valle afloran estructuras de descamación convexas.

Relaciones entre estructura y superficie opuestas no pueden explicarse por descarga o descompresión. Sin embargo, en el supuesto de un basamento sometido a compresión (o a una cizalla lateral según un plano horizontal o subhorizontal), se podría explicar la formación de estructuras ondulantes recubriendo regiones enteras, tal como lo interpretó DALE (1923, p.35). Si esto fuese seguido de una incisión por erosión profunda de las zonas tensionales en los antifformes con el desarrollo de una red de drenaje asociado podrían originarse las inversiones topográficas antes descritas (Fig. 9).

En Quarry Hill, cerca de Minnipa, (Pl. 14), afloran varios domos estructurales cuyo conjunto da lugar a una única forma topográfica (Pl. 14). Se trata de algo análogo a la estructura de doble de descamación descrita en algunas zonas de New England, U.S.A. (DALE, 1923, p.36) De la misma manera que para el caso de otras formas y estructuras, es difícil explicarlas en este caso debidas a descarga o descompresión.

Finalmente, la posibilidad de cambios en la geometría de las fracturas de descamación en respuesta a modificaciones en la topografía externa del macizo rocoso socava uno de los argumentos mas convincentes en favor de la hipótesis de la descarga erosiva. En algunos sitios, las fracturas de descamación se desarrollan paralelamente a superficies recientemente erosionadas, como ocurre por ejemplo en el caso de regiones erosionadas por los glaciares⁶, (LEWIS, 1954; KIERSCH, 1964; GAGE, 1966). Estos casos han sido interpretados, como debidos a descarga erosiva. Otros autores, sin em-

bargo, (BAIN, 1931, p. 734), han señalado que los valores de la presión que necesitaría ejercer el peso del hielo comprimiendo la roca infrayacente y la expansión de esta con el deshielo «exceden con creces al valor de cualquier tensión de la roca producida por el peso del hielo glaciario». De la misma manera, las trayectorias de esfuerzos se mantienen alineadas paralelamente a superficies erosionales o de alteración (es decir las superficies correspondientes a las tensiones principales menores; MÜLLER, 1964; FELL et al. 1992), incluyendo aquí las paredes de los valles profundamente incididos, (Pl. 15). Esas reorientaciones de la estructura pueden ayudar a explicar el desarrollo de las espectaculares fracturas de descamación de las paredes de los cañones encajados en areniscas con estratificación horizontal del Colorado Plateau (BRADLEY, 1963) o también el mismo caso en los granitos de valles glaciados cuaternarios (Augustinus, 1995)⁷. Las cuñas imbricadas, (Pl. 16) corresponderían a un caso de deformación por compresión reiterada, como puede observarse en varios afloramientos de Galicia (Pl. 15) y en la Sierra Nevada de California, respondiendo a los cambios en el contorno de deformación, con aparición de nuevas fracturas determinadas por las primeras. Finalmente, otras, curiosas anomalías de alcance local existentes entre fracturas y superficies pueden ser relictos de antiguas superficies topográficas o incluso de previos frentes de alteración.

DISCUSION

Claramente, las pruebas de campo discutidas señalan la relación entre fracturas de descamación y tensiones corticales. A partir de los datos deducidos, por ejemplo, en la cantera de Mariz creemos que este punto es

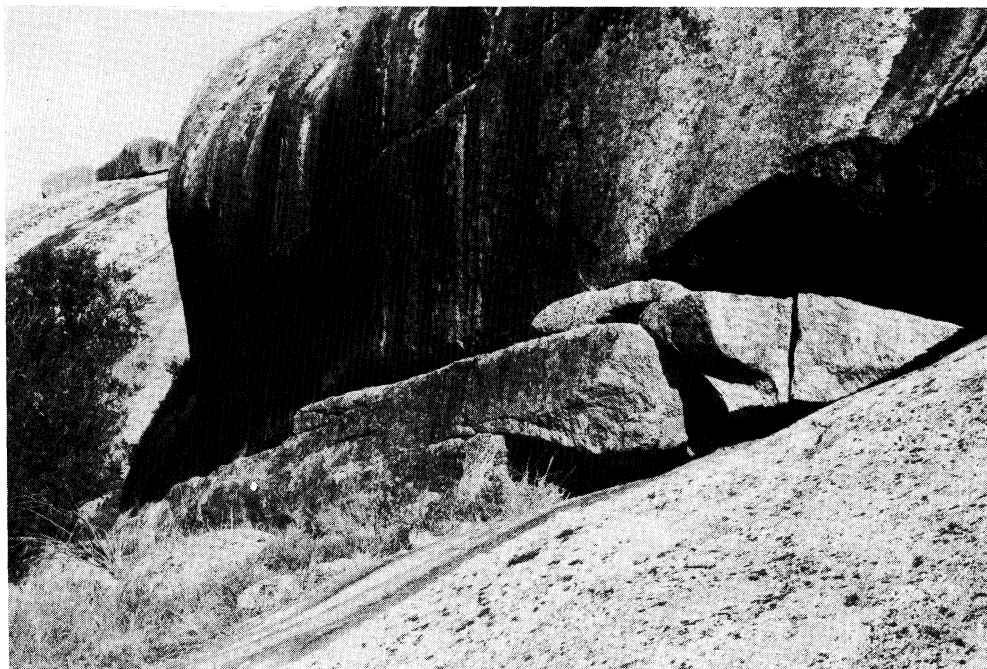


Foto 11. Cuña triangular desplazada lateralmente en el lado este de Ucontitchie Hill, Eyre Peninsula, South Australia.



Foto 12. Gran forma en A (A-tents), Wudinna Hill, Eyre Peninsula, South Australia.

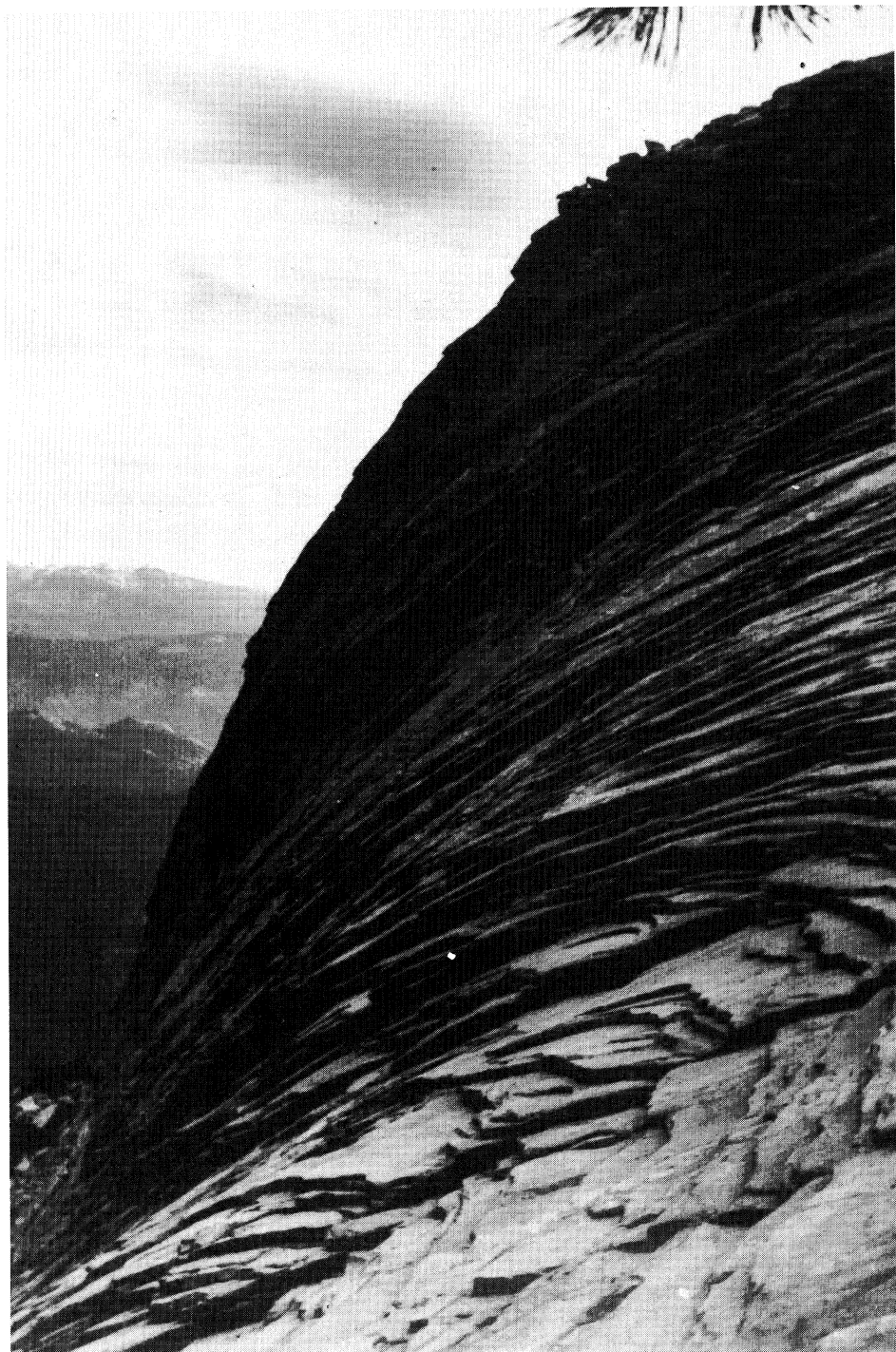


Foto 13. Residual de granito en Joshua Tree National Monument, California sur, USA presentando (a) fracturas de descamación paralelas a la superficie, (b) fractura de descamación sinformal intruida por un sill y fallada.

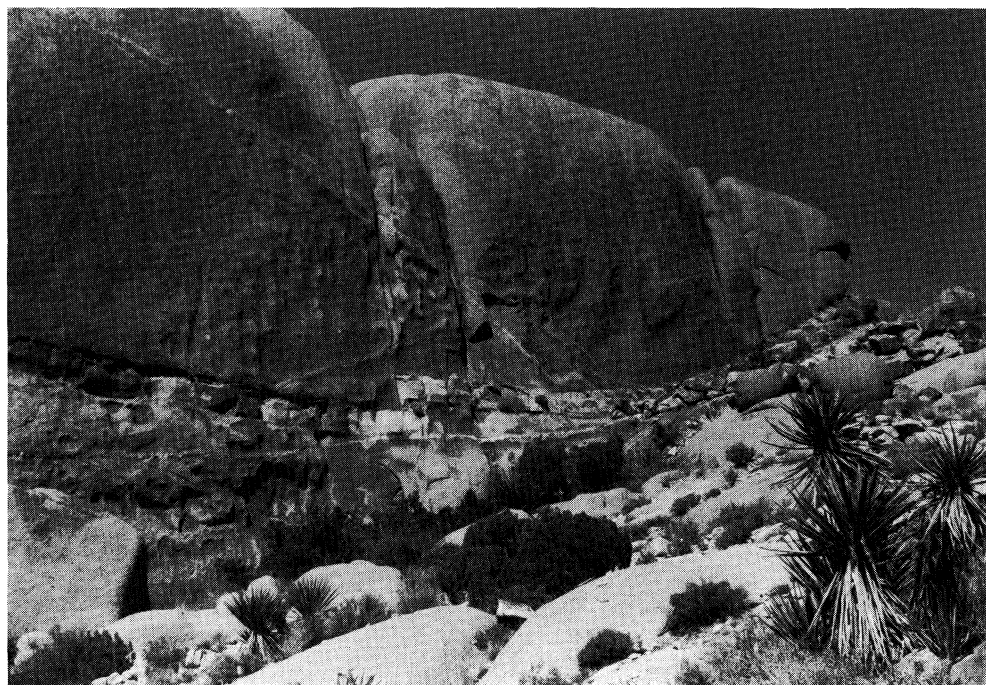
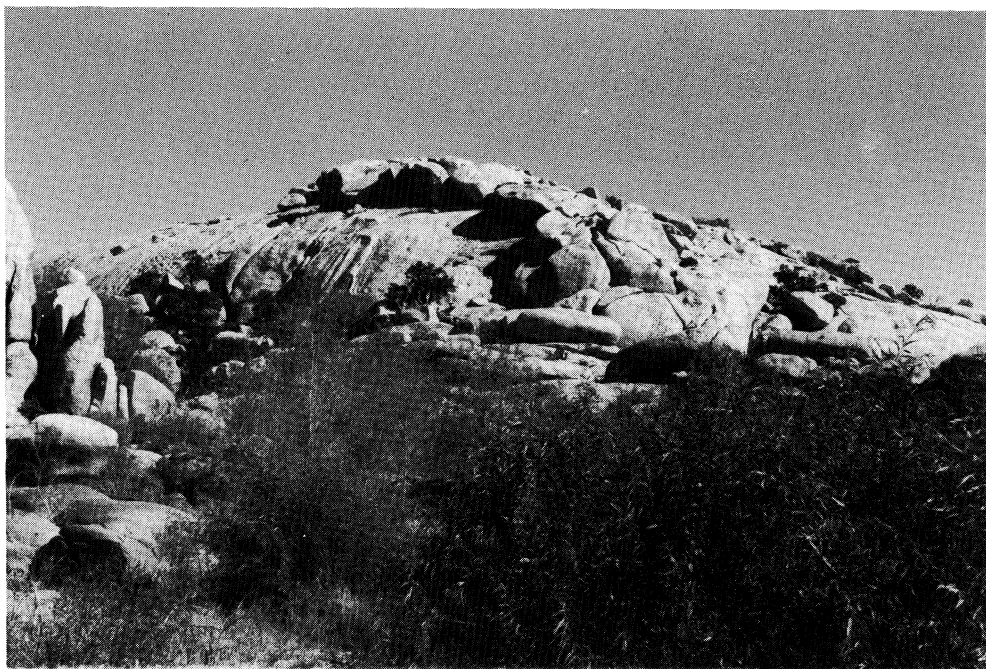


Foto 13 a, b

incontrovertible. De la misma manera muchas de las pruebas morfológicas de la Península de Eyre y otras zonas del Mundo parecen apoyarlo. Tanto en Mariz, como en el distrito de Wudinna de la Península de Eyre, o en el área del río Tabalón, parece clara la existencia de estiramiento según un eje horizontal y compresión en una dirección normal a este, si bien los dos en el mismo plano, indicando que estas áreas se han visto afectadas por algún tipo de cizalla (Fig. 1), y que los bornhardts se han desarrollado en macizos rocosos sometidos a compresión. Las fracturas de descamación así como otros tipos de formas menores como las formas en A, se han desarrollado en respuesta a tensiones de este tipo.

En este sentido, el plegamiento de las discontinuidades corresponde simplemente al plegamiento de rocas masivas resistentes. HOLZHAUSEN (1989), describe un tipo de trayectorias convexas arqueadas desarrolladas en un bloque parcialmente confinado sujeto a una compresión uniáxica en su base (Fig. 10 a) Se puede establecer un paralelismo entre este supuesto y un caso geomorfológico. Considérense por ejemplo los bornhardts o colinas cónicas desarrolladas en terrenos graníticos. Existen pruebas claras y argumentos para sostener que tales residuales son en realidad masas o columnas de rocas intrínsecamente frescas que se proyectan en, o a través de, un manto de material alterado no cohesivo. Según la tesis de Holzhausen si el total de la roca estuviese comprimido, tales bornhardts incipientes deberían desarrollar sistemas de fracturas de descamación convexas y arqueadas (Fig. 10 b).

Muchos bornhardts evolucionan en dos etapas principales, una que implica una alteración subsuperficial controlada por el

sistema de fracturas, y otra durante la que tiene lugar la liberación por erosión de, parte o toda, la cubierta rocosa alterada. A medida que la alteración reduce el tamaño y cambia la forma de las masas de roca inalterada, el sistema de tensiones, (cualesquiera que sea su origen), actuante sobre el macizo rocoso, y en el texto precedente se han detallado algunos de estos, se va a ir acomodando al nuevo contorno del incipiente bornhardt. En aquellos casos en los que los procesos de alteración se realicen a una velocidad lo suficientemente rápida, es posible aceptar, al menos teóricamente, la generación de nuevos sistemas de fracturas de descamación en respuesta a estos cambios. Así se justificarían los casos de imbricación de placas observables en algunos afloramientos rocosos y debidos a la acomodación del macizo rocoso al nuevo sistema de tensiones. La meteorización progresaría entonces siguiendo con preferencia el sistema de discontinuidades recién formado. Podemos distinguir si hay uno, dos o mas sistemas de discontinuidades afectando a un macizo rocoso determinado. Igualmente, utilizando criterios de interferencia cual de ellos precede a los demás. Finalmente puede saberse si se relacionan con deformaciones tectónicas de escala regional o local. Pero al final siempre queda el problema de diferenciar el origen de cada uno de los sistemas de fracturas de descamación.

El que las fracturas de descamación se hayan desarrollado en masas rocosas con una fracturación previa clara, como ocurre en Dartmoor (véase TWIDALE 1971; GERRARD 1974), y en los Gawler Ranges (CAMPBELL y TWIDALE, 1991), es otro argumento revelador en contra de la hipótesis de la descarga erosiva. En aquellos macizos que están acribillados por fracturas



Foto 14. Domos múltiples, uno a la izquierda, a media distancia, otro a la derecha, al fondo tal como aparecen en White Quarry, cerca de Minnipa, Península de Eyre , South Australia



Foto 15. Fracturas de descamación fuertemente buzantes con orientación paralela a los flancos de un valle de incisión reciente en O Pindo, Oeste de Galicia, Noroeste de España. La geometría de estas fracturas contrasta notablemente con la de las fracturas suavemente inclinadas que se ven en la colina del fondo.

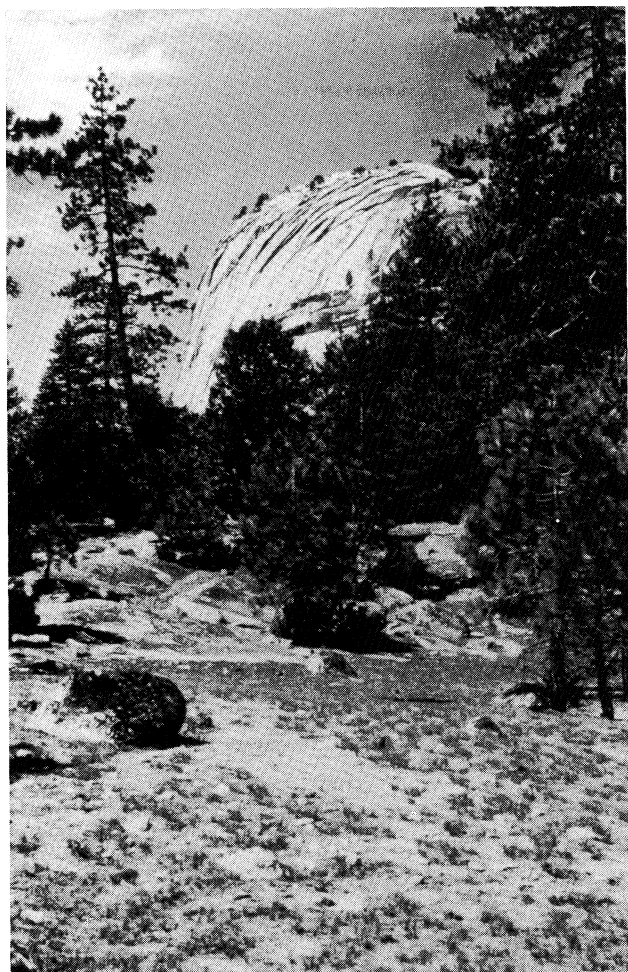


Foto 16. Bornhardt en Domeland, Sierra Nevada central, California, en el que se distingue una imbricación de cuñas (C.Wahrhaftig).

previas, las tensiones laterales que se aplicaran a ellos, ¿no deberían disiparse según los sistemas de fracturas preexistentes?. Al menos hasta lo que se conoce, no se han desarrollado fracturas de descamación en profundidad en las ignimbritas silíceas de los Gawler Ranges. La roca ha estado, prácticamente desde el tiempo de su deposición, subdividida por dos sistemas de frac-

turas: columnares, perpendiculares a la superficie topográfica del terreno inicial, y de descamación, ortogonales a las primeras (CAMPBELL y TWIDALE, 1991, ver Pl. 3). Si la descarga erosiva hubiera actuado para originar las fracturas de descamación, la expansión del macizo se debería haber disipado acomodándose a ese sistema de fracturas previo; y si por otra parte hubiera

existido una expansión del macizo como consecuencia de la descarga erosiva debería haber existido una infiltración de agua según el sistema de discontinuidades inicial provocando la meteorización preferente del macizo rocoso según aquellas superficies, lo que parece estar en contradicción con la misma existencia de los bornhardt. Por otra parte, la acomodación de las fracturas de descamación superficiales al sistema de fracturas subverticales a escala regional es consistente con la idea de que se asocian al tensionamiento de un material frágil y a la concentración de esfuerzos compresivos tan solo en los niveles mas superficiales del macizo rocoso (HAST, 1967; BROWN & HOEK, 1978).

CONCLUSIÓN

Distintas líneas de datos y argumentación prueban que muchas fracturas de descamación están relacionadas con esfuerzos compresivos. La existencia de un estado compresivo de magnitud sustancial en muchas partes de la corteza y en muchos macizos graníticos es incontrovertible. Las mediciones directas de tensiones demuestran que la roca se halla en condiciones compresivas

evidentes, que posiblemente puedan atribuirse, en parte, a los procesos petrológicos, pero que se deben con mayor verosimilitud a la actuación de las fuerzas tectónicas sobre los macizos rocosos. Tales tensiones parecen ofrecer la explicación mas verosímil para la formación de las fracturas de descamación. La comparación entre las trayectorias de esfuerzos que se desarrollan en la parte no confinada de un macizo rocoso sujeto a compresión confinante parcial y las fracturas de descamación convexas que se encuentran en algún bornhardt que pueden entenderse como proyecciones situadas por encima del nivel general de meteorización son, en este sentido, especialmente convincentes. Las relaciones geométricas de fracturas de descamación con formas en A son en este sentido sugestivas ya que parecen implicar la existencia de dislocaciones según las fracturas de descamación, y además la existencia de un régimen compresivo según estas fracturas. Finalmente las relaciones geométricas que existen entre fracturas de descamación y topografía y, en especial, la propia supervivencia de los bornhardts como formas convexas vuelve a incidir en lo mismo.

NOTAS

¹ Estos dos últimos términos pueden tener tan solo un uso local y referido siempre al vocabulario de uso restringido a los canteros de habla castellana. Se ha preferido utilizar esta versión en el texto en español pero se advierte al lector del alcance local del término.

² Es significativo que la expansión de los bloques rocosos tenga lugar únicamente en el caso de que se trate de un bloque de roca tallado de una masa rocosa intacta, no atravesada por discontinuidades. En el caso de que el bloque esté determinado por discontinuidades no se produce la tal expansión posterior a la separación del bloque del macizo rocoso.

³ En realidad mas que de expansión de la roca se debe hablar de fluencia rocosa. Ocurre en los túneles excavados a gran profundidad y se manifiesta en la rotura de la roca en placas o lajas dado que la deformación tiene lugar en el campo frágil.

⁴ Es evidente que una fractura o discontinuidad solo puede estar abierta si no existe presión que impida la separación de la roca a ambos lados de la discontinuidad.

⁵ La idea de fractura abierta se refiere a la apertura de la roca según el plano que define la discontinuidad. Normalmente, cuando esto tiene lugar en profundidad se puede

acompañarse por la inyección de materiales móviles lo que ocasionará la intrusión de diques en la roca. Cuando la apertura de la discontinuidad tiene lugar en condiciones superficiales la formación de diques no es tan frecuente, salvo en el caso de ambientes volcánicos.

⁶ Nuevamente se puede plantear aquí un dilema ya que en muchos casos existen claros indicios de la preservación de estructuras o aun depósitos de regolito preglaciares luego de la actuación de la erosión glaciár como ya han señalado otros autores, (Kleman, 1994). Esto nos permite afirmar que en muchas ocasiones las estructuras de descamación pueden ser previas a la erosión realizada por los hielos y no se las puede justificar por la descarga producida por la ablación del glaciár.

⁷ Existen casos donde se han descrito nuevos sistemas fracturas de descamación. Se trata de valles donde la erosión ha actuado rápidamente, p.e., valles glaciados o valles de incisión rápida por levantamiento isostático o cambios en el nivel de base. En estos casos los sistemas de fracturación paralelos a las nuevas vertientes corresponden a un sistema de fracturas a tracción producidas a consecuencia del nuevo perfil del valle resultado del proceso acelerado de erosión.

BIBLIOGRAFIA

- ARANGUREN A. 1994. Estructura cinemática del emplazamiento de los granitoides del Domo de Lugo y del Antiforme del Olla de Sapo. Serie Nova Terra 9, 227 p. Ediciós do Castro.
- AUGUSTINUS P. 1995. Rock mass strength and the stability of some glacial valley slopes. *Zeits. für Geomorph.* 39, 1, 55-68.
- BAIN G. W. 1931. Spontaneous rock expansion. *J. Geol.* 39, 715-735.
- BARRIERE M. 1976. Architecture et dynamisme du complexe éruptif centre de Ploumanac'h (Bretagne): *Bur. Rech. Géol. Minières Bull.*, Ser. 2, Sect. 13, 247-295.
- BELL J. S. and GOUGH D. I. 1979. Northeast-southwest compressive stress in Alberta: evidence from oil wells. *Earth Planet. Sci. Letters* 45, 475-482.
- BELLIDO F.; KLEIN E. y CUESTA A. 1992. *Granitoides bercinicos del Norte de Galicia*. Guía de la 1º Excursión XIII Reunión de Xeoloxía e Minería do N. W. Peninsular 127 p.
- BIROT P. 1958. Les domes crystallins. *Mem. Doc. Centre Doc. Cart. Géogr.* 6, 7-34.
- BOCK H.; ARMSTRONG K. J.; ENEVER J. R. and OTTO B. 1987. *Rock stress measurements at the Burdekin Falls Dam*. *ANCOLD Bull.* 77, 24-30.
- BOESEN R.S. and JOPLIN G. A. 1972. The form of the intrusive complex at Mount Dromedary, New South Wales. *J. Geol. Soc. Aust.* 19, 345-349.
- BOWLING A. J. and WOODWARD R. C. 1979. An investigation of near surface rock stresses at Copeton Damsite in New South Wales. *Aust. Geomech. J.* G9, 5-13.
- BRADY B.G.H. and BROWN E.T. 1985. *Rock Mechanics for Underground Mining*. George Allen and Unwin, London. 527p.
- BRADLEY W. C. 1963. Large scale exfoliation in massive sandstones of the Colorado Plateau. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 74, 519-528.
- BROWN B. T. and HOEK E. 1978. Trends in relationships between measured rock in situ

- stresses and depth. *Inter. J. Rock Mech. Min. Sci.* 15, 211-215.
- CAMERON J. 1945. Structural features of the grey granites of Aberdeenshire. *Geol. Mag.* 82, 189-204.
- CAMPBELL E. M. and TWIDALE C. R. 1991. The evolution of bornhardts in silicic volcanic rocks in the Gawler Ranges. *Aust. J. Earth Sci.* 38, 79-93.
- CENTENO J. D. 1987. *Morfología Granítica de un Sector del Guadarrama Oriental (Sistema Central Español)* Serie Tesis doctorales, Universidad Complutense de Madrid. 321 p.
- CENTENO J. D. 1989. Quaternary evolution of relief in the southern slope of the Central Range of Spain. Residual forms as morphological indicators. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* 13, 79-82.
- CHAPMAN C. A. 1956. The control of jointing by topography. *J. Geol.* 66, 552-558.
- COATES D. F. 1964. Some cases of residual stress effects in engineering work. pp. 679-688. in *The State of Stress in the Earth's Crust* (Judd, W. R., ed.) New York, Elsevier.
- DALE T. N., 1923, The commercial granites of New England. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 738.
- DENHAM D.; ALEXANDER L. T. and WORONITCKI G. 1979. Stresses in the Australian crust: evidence from earthquakes and in-situ stress measurements: *BMR J. Aust. Geol. Geophys.* 4, 289-295.
- DREXEL J. F.; PREISS W. V.; and PARKER A. J. (Editors) 1993. *The Geology of South Australia.* *Geol. Surv. S. Aust. Bull.* 54.
- EMERY C.L. 1964. Strain energy in rocks .pp. 235-260 in *State of Stress in the Earth's Crust.* (Edited Judd W. R.) Elsevier, New York
- FALCONER J. D. 1911. *The Geology and Geography of Northern Nigeria.* London, Macmillan, 295 p.
- FELL R.; MACGREGOR P. and STAPLEDON D. 1992. *Geotechnical Engineering of Embankment Dams.* Balkema, Rotterdam, 675 p.
- GAGE M. 1966. Franz Josef Glacier. *Ice* 20, 26-27.
- GEOPRIN 1986. Caracterización individualizada de los Macizos del Puebla de Parga. in *Caracterización y correlación petrológica, geoquímica y geocronológica de las rocas graníticas de Galicia (La Coruña-Lugo).* Mem. 25, 29p. (informe interno)
- GERRARD A. J. W. 1974. The geomorphological importance of jointing in the Dartmoor granite. pp. 39-51 in *Progress in Geomorphology* (Edited Brown, E. H. and Waters, R. S.) Inst. Brit. Geogr Spec. Publ. 7.
- GILBERT G. K. 1904. Domes and dome structures of the High Sierra. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 15, 29-36.
- GLYNN J-A. M. 1992. *Geomorphological Evolution of the Mt Dromedary Igneous Complex, Far South Coast of N.S.W.* B.Sc. (Hons) thesis, Univ. Wollongong. (Unpubl.).
- HAST N. 1967. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust. *Engng. Geol.* 2 (1), 5-17.
- HILLS E. S. 1963. *Elements of Structural Geology.* London, Methuen, 483 p.
- HOLZHAUSEN G. R. 1989. Origin of sheet structure, 1. Morphology and boundary conditions. *Eng. Geol.* 27, 225-278.
- ISAACSON E. de St. Q. 1957. Research into the rock burst problem on the Kolar Goldfield. *Mine Quarry Engng.* 23, 520-526.
- JAHNS. R. H. 1943. Sheet structure in granites: its origin and use as a measure of glacial erosion in New England. *J. Geol.* 51, 71-98.
- JENNINGS J. N. 1978. Genetic variety in A-tents and related features. *Aust. Geogr.* 14, 34-38 Addendum p. 62.
- JENNINGS J. N. and TWIDALE C. R. 1971. Origins and implications of the A-tent, a minor granite landform: *Aust. Geogr. Stud.* 9, 41-53.
- KIERSCH G. A. 1964. Vaiont Reservoir disaster. *Civ. Engng.* 34, 32-39.
- KING L. C. 1942. *South African Scenery.* Oliver and Boyd, Edinburgh. 308 p.
- KING L. C. 1949. A theory of bornhardts. *Geogr. J.* 112, 83-87.
- KLEMAN J. 1994. Preservation of landforms under ice sheets and ice caps. *Geomorphology*, 9, 19-32.
- LAGEAT Y. 1989. *Le relief du Bushveld: une géomorphologie des roches basiques et ultrabasiqes:* Clermont-Ferrand, Faculté des Lettres et Sciences Humaines de l'Université Blaise-Pascal, 596 p.
- LAMEGO A. R. 1938. *Escarpas do Rio de Janeiro:* Departamento Nacional da Produção Mineral (Brasil) *Serie Geologia e Minería Boletim* 93.
- LEEMAN E. F. 1962. Rock bursts in South African gold mines. *New Scientist* 16, 79-82.
- LEWIS W. V., 1954. Pressure release and glacial erosion. *Jour. Glaciol.* 2, 417-422.
- LINTON D. L. 1955. The problem of tors. *Geogr. J.*, 121, 470-487.
- LOMBARDERO M. y ROEL. J. 1992. *Granitos industriales del Centro de Lugo.* Guía de la 2a Excursion XIII Reunión de Xeoloxía e Minería do NW Peninsular 19 págs.

- MERRILL G. P. 1897. *A Treatise on Rocks, Rock-weathering and Soils*. Macmillan, New York. 411 p.
- MOYE D.G. 1958. Rock mechanics in the interpretation and construction of T.1 underground power station, Snowy Mountains, Australia. *A.G.M Geol. Soc. Amer. Symp. Engng. Geol.*, St Louis, Nov. 1958.
- MÜLLER L. 1964. Application of rock mechanics in the design of rock slopes. pp. 575-598. in *The State of Stress in the Earth's Crust*. (Edited W. R. Judd) Elsevier, New York.
- NICHOLLS T.C. 1980. Rebound, its nature and effect on engineering works. *Quart. J. Engng. Geol.* (London) 13, 133-152.
- NILES W. H. 1871. Peculiar phenomena observed in quarrying. *Proc. Boston Nat. Hist. Soc.* 14, 80-87.
- OLLIER C. D. 1969, *Weathering*: Edinburgh, Oliver & Boyd, 304 p.
- OLLIER C. D. and TUDDENHAM W. G. 1962. Inselbergs of central Australia: *Zeits. Geomorph.* 5, 257-276.
- RAMSAY J. G. and HUBER M. I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Academic Press, London, 307 p.
- RICHEY J. E. 1964. Granite. *Mine Quarry Engng.* 30, 20-25, 57-61, 121-127, 167-175.
- SAVAGE Z. W., 1978. The development of residual stress in cooling rock bodies. *Geophys. Res. Letters* 5, 633-636.
- SBAR M. L. and SYKES L. R. 1973. Contemporary compressive stress and seismicity in eastern North America: an example of intraplate tectonics: *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84, 1861-1881.
- SELBY M. J. 1977. Bornhardts of the Namib Desert *Zeits. für. Geomorph.* 21, 1-13.
- SOEN O. I. 1965. Sheeting and exfoliation in the granites of Sermosôq, South Greenland *Med. Grøn* 179 (6).
- TALOBRE J. A. 1957. *La Mécanique des Roches Appliquée aux Travaux Publics*. Paris, Dunod, 444 p.
- TOLMAN C. F. and ROBERTSON F. 1969. Exposed Precambrian rocks in southeast Missouri. Contribution to Precambrian Geology 1. *Miss. Geol. Surv. Water Res. Rep. of Invest.* 44.
- TWIDALE C. R. 1962. Steepened margins of inselbergs from north-western Eyre Peninsula, South Australia. *Zeits. für Geomorph.* 6, 51-69.
- TWIDALE C. R. 1964. Contribution to the general theory of domed inselbergs. Conclusions derived from observations in South Australia. *Trans. Papers Inst. Brit. Geogr* 34, 94-113.
- TWIDALE C. R. 1971. *Structural Landforms*. Canberra, Australian University Press, 247 p.
- TWIDALE C. R. 1973. On the origin of sheet jointing. *Rock Mechanics* 5, 163-187.
- TWIDALE C. R. 1978. On the origin of Ayers Rock, central Australia: *Zeits. Geomorph. Suppl.-Band* 31, 177-206.
- TWIDALE C. R., 1980. Origin of bornhardts: *Jour. Geol. Soc. Aust.* 27, 195-208.
- TWIDALE C. R. 1981. Granite inselbergs: domed, block-strewn and castellated. *Geogr. J.* 147, 54-71.
- TWIDALE C. R. 1982a. *Granite Landforms* Elsevier, Amsterdam 372 p.
- TWIDALE C. R. 1982b. The evolution of bornhardts. *Amer. Sci.* 70 268-276.
- TWIDALE C. R. 1986. A recently formed A-tent on Mt Wudinna, Eyre Peninsula, South Australia. *R. Géomorph. Dynam.* 35, 21-24.
- TWIDALE C. R. 1987. Review of J. L. Blès (1986) *Fracturation profonde des massifs rocheux granitiques* (Document BGRM 102). Progress in Physical Geography 11, 464.
- TWIDALE C. R. and BOURNE J. A. 1978a. Bornhardts. *Z. Geomorph. Suppl.-Band* 31, 111-137.
- TWIDALE C. R. and BOURNE J. A., 1978b. Bornhardts developed in sedimentary rocks, central Australia. *South African Geographer* 60, 34-50.
- TWIDALE C. R. and CAMPBELL E. M. 1985 The form of the land surface. pp. 52-76 in *Natural History of Eyre Peninsula*. (Edited Twidale, C. R.; Tyler M. J. and Davies, M.) Adelaide, Royal Society of South Australia.
- TWIDALE C. R. and CAMPBELL E. M. 1990. Les Gawler Ranges, Australie du Sud: un massif de roches volcaniques silicieuses, la morphologie originale. *Rev. Géomorph. Dynam.* 39, 97-113.
- TWIDALE C. R. and SVED G. 1978. Minor granite landforms associated with the release of compressive stress. *Austr. Geogr. Stud* 16, 161-174.
- TWIDALE C. R. and VIDAL ROMANI J. R. 1994. On the multistage development of etch forms. *Geomorphology* 11, pp. 107-124.
- TWIDALE C. R.; VIDAL ROMANI J. R. and CAMPBELL E. M. 1993. A-tents from The Granites, near Mt Magnet, Western Australia. *Rev. Géomorph. Dynam.* XLII, n.º 3, 97-103.
- TYRRELL G. W., 1928. Geology of Arran. *Mem. Geol. Surv. Scot.*
- UBANELL A. G. 1981a. Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento

- del Sistema Central Español: *Cuad. Geol. Iber.* 7, 591-605.
- UBANELL A. G. 1981b. Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central: *Cuad. Geol. Iber* 7, 607-622.
- VIDAL ROMANI J. R. 1990. Formas menores en rocas graníticas. Un registro de su historia deformativa. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, nº 15, pp. 317-328.
- VIDAL ROMANI J. R. 1991. Tipos de fabric plana y su relación con la generación de formas graníticas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, nº 16, pp. 301-312.
- WISE H. M. 1977. Geology and Petrography of Igneous Intrusions of northern Hueco Mountains: Unpublished M. Sc. Thesis, University of Texas, El Paso.
- WOLTERS R., 1969. Zur Ursache der Entstehung oberflächenparalleler Klüfte. *Rock Mechanics* 1, 53-70.
- YOUNG. R. W. 1986. Towerkarst in sandstone: Bungle Bungle massif, northwestern Australia. *Zeits. für Geomorph.* 30, 189-202.
- YOUNG R. W. and YOUNG A. 1992 *Sandstone Landforms*. Springer, Berlin, 163 p.
- ZOBACK M. L. and 28 others 1989. Global patterns of tectonic stress. *Nature* 341, 291-298.

Recibido: 3/5/95

Aceptado: 4/8/95